

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der
Landeshydrologie und -geologie
und der
Schweizerischen Geologischen Kommission

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par le
Service hydrologique et géologique national
et la
Commission Géologique Suisse

Lieferung 161
(Neue Folge)

Simon Löw

Basel

Die tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz)

Mit 46 Textfiguren, 7 Tabellen und 1 Tafelbeilage

1987

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

Vorwort der Herausgeber

Die vorliegende Lieferung 161 der «Beiträge» enthält die Untersuchungsergebnisse, die der Autor im Rahmen einer Dissertation und eines Nationalfonds-Projektes im Rheinwald-Gebiet (Kantone Graubünden und Tessin) erarbeitet hat. Die Durchführung der wissenschaftlichen Untersuchungen erfolgte in den Jahren 1982–1985 unter der Leitung von Prof. Dr. M. Frey und Prof. Dr. A.G. Milnes am Basler Mineralogisch-petrographischen Institut. Herr Löw hat durch Kombination von verschiedenen Disziplinen der Strukturgeologie und der modernen Petrographie neue Daten gewonnen, die für die Kenntnis der alpinen Entwicklungsgeschichte einen wichtigen Beitrag darstellen.

Anlässlich ihrer Sitzung vom 8. März 1986 hat die Geologische Kommission, nach erfolgter Begutachtung, der Landeshydrologie und -geologie empfohlen, die Arbeit von Herrn Löw in der Serie der «Beiträge» herauszugeben. Das Manuskript wurde vom Bearbeiter im Januar 1987 druckbereit abgeliefert.

Der Autor wird an die Satz- und Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Herausgeber ihren verbindlichsten Dank aussprechen. Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Im November 1987

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde durch Herrn Prof. M. Frey (Basel) ermöglicht. Sein Engagement, sein Interesse und seine stete Unterstützung führten zum Nationalfonds-Projekt (Nr. 2.508-0.82) über die «Strukturelle und metamorphe Entwicklung der Adula-Decke», dessen Ausführung und Abschluss.

Herr Prof. A. G. Milnes (Zürich, Trondheim) hat mir insbesondere während der Feldarbeit, bei der Diskussion strukturgeologischer Probleme und der Niederschrift der vorliegenden Arbeit viel geholfen.

Meine Studienkollegen in Basel haben sich an manchen fruchtbaren Diskussionen beteiligt; dies gilt speziell für L. Baumgartner und C. Bockemühl sowie auch insbesondere für die Assistenten Dr. J. Abrecht, Dr. A. Zingg und Prof. K. Bucher.

Prof. H. Schwander (Basel) hat mir bei der Mikrosonden-Analytik während vieler Stunden mit Rat und Tat beigestanden, während mir Prof. W. Stern (Basel) bei manchen Röntgenfluoreszenz- und Röntgendiffraktions-

Problemen geholfen hat. Herr T. Fischer, Frau S. Wüthrich, Frau S. Tobler und Herr Dr. H. Hänni unterstützten mich bei zahlreichen praktischen Problemen und erbrachten «lebensnotwendige» Dienstleistungen wie Dünnschliff- und Sondenschliff-Herstellung.

Sehr anregende Diskussionspartner fand ich an der ETH-Zürich und der Uni Bern: vor allem Dr. C. A. Heinrich, Dr. S. Schmid, G. Früh-Green, Prof. J. Ramsay und Dr. J. Hunziker. Zahlreiche Feldassistenten der ETH-Zürich haben mich auf den zum Teil gefährlichen Wanderungen durch die Nördliche Adula-Decke begleitet und mich die Feldarbeit erst richtig geniessen lassen.

Kritische und fruchtbare Anregungen verdanke ich den Begutachtern Dr. S. Schmid und Prof. V. Trommsdorff. Herr Dr. H. Fischer hat mir bei der redaktionellen Überarbeitung der vorliegenden Arbeit mit Rat und Tat beigestanden.

Ich möchte allen für ihre Mitarbeit und Unterstützung herzlich danken.

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafelbeilagen

Textfiguren	Seite
Fig. 1 Karte wichtiger Lokalitäten des Untersuchungsgebietes	7
Fig. 2 Tektonische Karte der Nördlichen Adula-Decke und ihres Rahmens	10
Fig. 3 Semiquantitatives Profil durch das Gebiet Sorredapass–Plattenberg	15
Fig. 4 Stereogramme der Stoffbänderung $S(0)$ und Gefügebereiche	16
Fig. 5 Mesoskopische Faltenprofile von Zapport-Falten ...	18
Fig. 6 Karte mesoskopischer Zapport-Faltenachsen	19
Fig. 7 Karte der Zapport-Streckungslineationen	19
Fig. 8 Mesoskopische Faltenprofile von Leis-Falten	20
Fig. 9 Karte mesoskopischer Leis-Faltenachsen	21
Fig. 10 Karte der Leis-Minerallineationen	21
Fig. 11 Sammelprofil der Nördlichen Adula-Decke	22
Fig. 12 Karte makroskopischer Leis-Scharniere	23
Fig. 13 Profil durch das Gebiet des nördlichen Val di Carassino	23
Fig. 14 Konturiertes Sammelstereogramm der Leis-Schieferung	23
Fig. 15 Profil durch den Deckenkontakt im Val Stgira	24
Fig. 16 Horizontalschnitt durch die Nördliche und Mittlere Adula-Decke	24
Fig. 17 Dünnschliffbild eines Zapport-Scharniers	26
Fig. 18 $S(i)/S(e)$ -Beziehungen in Probe SL 497	27
Fig. 19 Dünnschliffbild eines Carassino-Scharniers	28
Fig. 20 Dünnschliffbild von Mikrorissen in Probe SL 486 ...	28
Fig. 21 Detail aus Fig. 20 mit Böhmischen Lamellen	28
Fig. 22 Mikroskopische Faltenprofile der Zapport-Phase ...	29
Fig. 23 Synkinematisch wachsender Albit in Probe SL 622 ...	29
Fig. 24 Schematisches Profil durch das Gebiet der Nördlichen Adula-Decke	31
Fig. 25 Fundortkarte der Glimmerschiefer-Proben der Nördlichen Adula-Decke	33
Fig. 26 Beispiele mikrostruktureller Texturtypen	34
Fig. 27 Petrogenetisches Netz der Phasen Bio, Crd, Ctd, Kya, Gar, Sta, Qtz, Mus, Vap im System KFMASH ...	37
Fig. 28 AFM-Chemographie um den univarianten Punkt (Bio, Crd)	38
Fig. 29 Petrogenetisches Netz der Phasen Zoi, Als, Law, Mar, Ano, Qtz im System CASH	40
Fig. 30 Phasenbeziehungen von Glc, Ctd, Chl, Par, Pph, Alb, Jad, Qtz, Vap im System NMASH	40

	Seite
Fig. 31 Phototafel von Deformations-Rekristallisations-Beziehungen der Sondenschliffe SL 451, 563, 435	42
Fig. 32 Logarithmische Fe^{tot}/Mg - und Fe^{2+}/Mg -Quotienten von Gar, Phe, Ctd, Sta, Chl, Amp	46/47
Fig. 33 Rechnerisch ermittelte Fe^{3+} -Gehalte der Amphibole in den Proben SL 451, 563, 435	48
Fig. 34 Gekoppelte Austauschreaktionen in Amphibolen der Proben SL 451, 563, 435	50/51
Fig. 35 Chemisches Profil durch Granat der Probe SL 552 ...	52
Fig. 36 Granat-Analysen im Dreieck (Fe + Mn)–Ca–Mg	52
Fig. 37 K-Hellglimmer-Analysen im Diagramm Al^{tot} versus Si	53
Fig. 38 Epidot-Mineralien im Diagramm Fe^{3+} versus Al^{VI} ...	54
Fig. 39 Amphibol-Analysen im Diagramm $Al/Si + Al$ versus $Na/Ca + Na$	55
Fig. 40 Das Na^{M4} -Barometer nach BROWN	56
Fig. 41 Thermobarometrie der Probe SL 451	56
Fig. 42 Thermobarometrie der Probe SL 563	57
Fig. 43 Thermobarometrie der Probe SL 435	57
Fig. 44 P , T und a_{H_2O} der Sorreda-Phase	58
Fig. 45 Wasseraktivitäten des Druckhöhepunktes	59
Fig. 46 Der P - T -Loop der NE Adula-Decke	61

Tabellen

Tab. 1 Die strukturelle Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke	30
Tab. 2 Niedervariante Paragenesen der Glimmerschiefer von Vals	35
Tab. 3 Die paragenetische Entwicklung der Metapelite	36
Tab. 4 Die paragenetische Entwicklung der Metamergel	39
Tab. 5 Die paragenetische Entwicklung der Albit-Amphibol-Schiefer	41
Tab. 6 Übersicht der Mikrosonden-Proben	43
Tab. 7 Titrimetrische Fe^{2+} -Bestimmung und XRF-Daten der Glimmerpräparate von Probe SL 451, 491, 563	44

Tafelbeilagen

Tafel Strukturkarte der Nördlichen Adula-Decke 1:50 000	
---	--

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Herausgeber	2	3.1.2 Metamergel	38
Vorwort des Verfassers	3	3.1.3 Albit-Amphibolschiefer	40
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafelbeilagen	4	3.1.4 Zusammenfassung	43
1. Einleitung	7	3.2 Mineralchemie der Glimmerschiefer von Vals	43
1.1 Der geographische Rahmen	7	3.2.1 Beschreibung der Mikrosonden-Proben	45
1.2 Der geologische Rahmen	8	3.2.2 Amphibol	45
1.2.1 Grosstektonische Situation	8	3.2.3 Granat	48
1.2.2 Metamorphose	8	3.2.4 Muskowit, Phengit und Paragonit	49
1.2.3 Radiometrische Altersdatierungen	8	3.2.5 Weitere Glimmerschiefer-Mineralien	49
1.2.4 Regionalgeologische Grundlagen	9	3.2.6 Petrogenetische Interpretation der Mineralchemismen	49
1.3 Petrographie und Kartierungseinheiten	9	3.3 Thermobarometrie der Albit-Amphibolschiefer von Vals	53
1.3.1 Granitoide Phengitgneise Typ Zerfreila	9	3.3.1 Der Na ^{M4} -Gehalt von Amphibol	53
1.3.2 Augengneise Typ Garenstock	9	3.3.2 Die NaSi=CaAl-Substitution zwischen Amphibol und Plagioklas	53
1.3.3 Feinkörnige Epi-Chl/Bio-Plg-Gneise	11	3.3.3 Die Fe ²⁺ -Mg-Verteilung zwischen Granat und Phengit	54
1.3.4 Glimmerschiefer	11	3.3.4 Die Fe ²⁺ -Mg-Verteilung zwischen Granat und Amphibol	54
1.3.5 Karbonate und Kalksilikat-Schiefer	11	3.3.5 Die univariante Paragenese Zoi-Ano-Gro-Qtz	54
1.3.6 Metabasica	11	3.3.6 Die P-T-Bedingungen der Zapport- und Leis-Phase	55
1.4 Problemstellung	12	3.4 Die Aktivität von H ₂ O der Glimmerschiefer von Vals	58
2. Die strukturelle Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke	13	3.4.1 Eine Abschätzung von P, T und a _{H₂O} der Sorreda-Phase	58
2.1 Tektonik der Adula-Decke und ihres Rahmens	13	3.4.2 Wasseraktivitäten im Bereich des Druckhöhepunktes	59
2.1.1 Deckenabgrenzung und das externe Mesozoikum	13	3.4.3 Fluid und retrograde Metamorphose	60
2.1.2 Grossstrukturen im Bereich der Nördlichen Adula-Decke	13	3.5 Ein metamorphes Entwicklungsmodell	60
2.1.3 Die Teildecken des Adula-Kristallins und das interne Mesozoikum	14	3.5.1 Ein Modell zur metamorphen Entwicklung der Valser Glimmerschiefer	60
2.2 Makro- und mesoskopische Strukturen der Nördlichen Adula-Decke	14	3.5.2 Regionale Extrapolationen der Valser Metamorphose-Geschichte	61
2.2.1 Die regionalen Deformationsphasen der Nördlichen Adula-Decke	14	4. Bemerkungen zur tektono-metamorphen Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke	63
2.2.2 Das Prä-Sorreda-Stadium	17	4.1 Strukturelle Kontrolle und die Retrogradierung der Hochdruck-Paragenesen	63
2.2.3 Die Sorreda-Phase	17	4.2 Kontinuierliche Deformationsprozesse im Bereich der Druckentlastung	63
2.2.4 Die Zapport-Phase	17	Zusammenfassung	64
2.2.5 Die Leis-Phase	18	Abstract	66
2.2.6 Die Carassino-Phase	22	Literaturverzeichnis	67
2.3 Mikroskopische Strukturen der Glimmerschiefer von Vals	25	Anhänge	
2.3.1 Metapelite	25	A) Nomenklatur, Symbolik und Abkürzungen	71
2.3.2 Metamergel	26	B) Berechnungsgrundlagen	72
2.3.3 Albit-Amphibolschiefer	27	C) Handstück-Verzeichnis	74
2.4 Ein strukturelles Entwicklungsmodell	30	D) Mikrosonden-Daten	75
3. Die metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke	33		
3.1 Die paragenetische Entwicklung der Glimmerschiefer von Vals	35		
3.1.1 Metapelite	37		

1. Einleitung

1.1 Der geographische Rahmen

Die im Verlauf der vorliegenden Arbeit verwendeten Begriffe *Nördliche*, *Mittlere* und *Südliche Adula-Decke* stimmen im groben mit der Definition in HEINRICH (1983) überein: Grenze Südliche/Mittlere Adula-Decke bei Mesocco; Grenze Mittlere/Nördliche Adula-Decke bei Hinterrhein. Wichtige geographische Bezeichnungen der Nördlichen Adula-Decke sind in Figur 1 eingetragen.

Das vorliegende Untersuchungsgebiet (Fig. 1) umfasst den frontalen Teil der Adula-Decke nördlich der Koordinate 150 (Zapport-Kessel). Es liegt zwischen den bündnerischen Dörfern Vals, Hinterrhein und dem Tessiner Dorf Olivone. Die Ausmasse dieses etwa 176 km² grossen Gebietes erlaubten es, eine strukturelle Kartierung im Massstab 1:25 000 durchzuführen, welche auf einer nahezu kontinuierlichen Begehung fusst (Sommermonate 1982–1984), und eine Verbindung zu den regionalgeologischen Arbeiten von BAUMGARTNER (1982), LÖW (1981) und TEUTSCH (1979) westlich San Bernardino herzustellen. Kleinere Informations- oder (Strukturdaten-)Lücken bestehen in den alpinistisch anspruchsvollen Gebieten des Grenzkammes Tessin–Graubünden zwischen Pizzo

Cassinello und Grauhorn (der Adula-Gruppe s.s.), dem Gebiet des Lentahorns und des Schwarzhorns. Nahezu das gesamte Arbeitsgebiet befindet sich oberhalb der Waldgrenze.

Dem Grenzkamm der Adula-Gruppe kommt noch eine weitere Bedeutung zu: Er trennt die Wasser der Nordsee von jenen des Mittelmeers. Lenta-, Kanal- und Peilertal entwässern in den nach Norden fliessenden Valser Rhein und sind von Bündnerischen Valsern bewohnt. Valle Scaradra und Val di Carassino entwässern in den nach Süden fliessenden Tessin und beherbergen Menschen anderer Sprache und anderer Wesensart.

Zwei Drittel des vorliegenden Untersuchungsgebietes gehören zur Gemeinde Vals. Diese ist stolzer Besitzer mehrerer interessanter Chroniken (z.B. Rüttimann) und Monographien (insb. JÖRGER 1977), die vieles über ehemalige Sitten und Gebräuche im Gebiet der Valser von Vals berichten. So wurde die ehemals von Romanen bewohnte Talsohle von Vals (der Dorfname rührt vom romanischen Val San Peter) im 14. Jahrhundert vom Rheinwald her von Valsern besiedelt. Der Übergang zum süd-

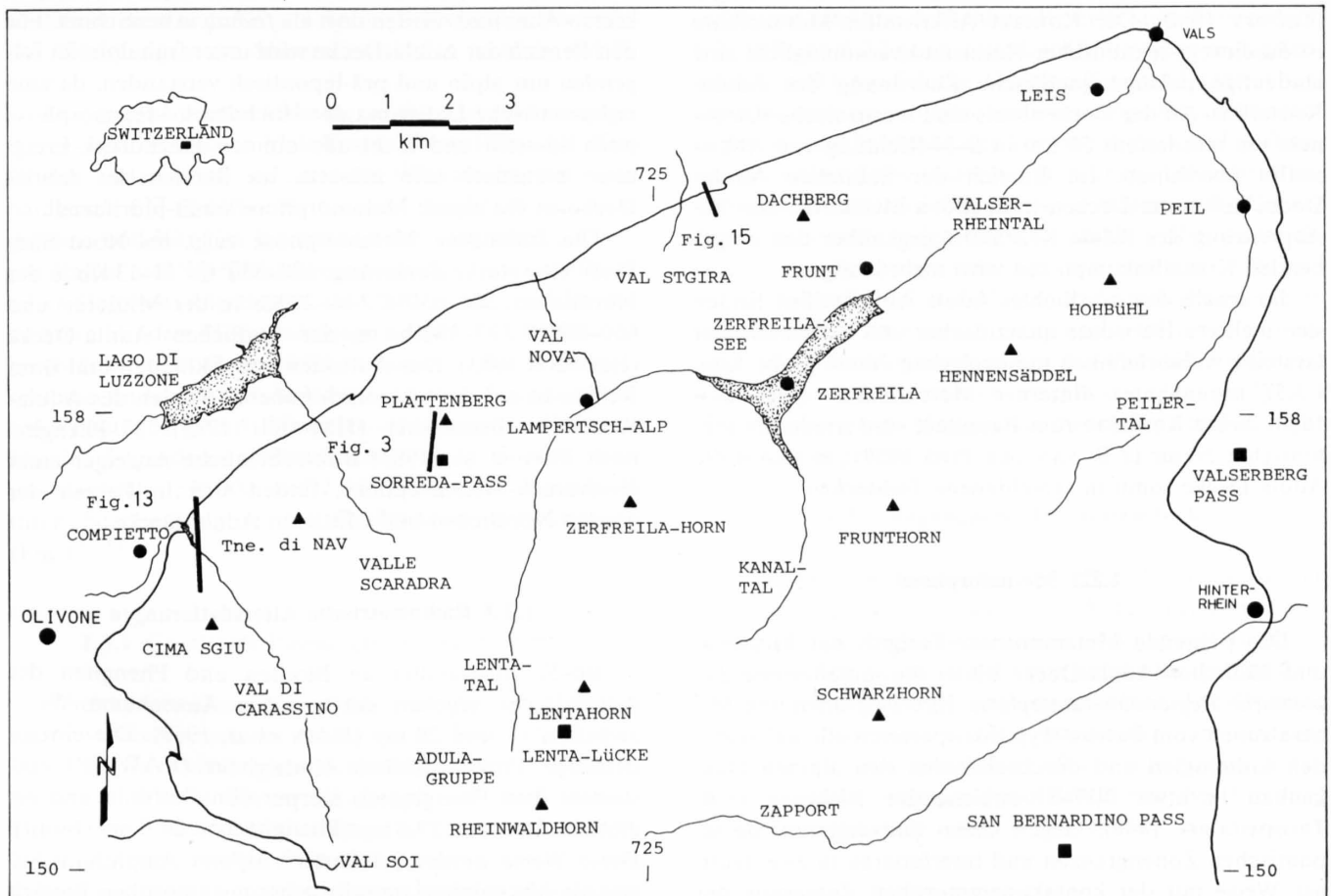


Fig. 1: Karte wichtiger Lokalitäten des Untersuchungsgebietes, geographische Begrenzung der Nördlichen Adula-Decke und Lage der Detailprofile (Fig. 3, 13 und 15). Koordinaten gemäss Landeskarte der Schweiz.

lich gelegenen Rheinwaldgebiet, der Valserberg-Pass, war seit der späten Eisenzeit (4. bis 1. Jh. v. Chr.) eine wichtige N-S-Verbindung und blieb bis zum Bau der Strasse ins Lugnez (1877) der wichtigste Weg der Valser zur Aussenwelt. Der Handel der Valser vollzog sich hauptsächlich mit den südlichen Nachbarn: den tessinischen und oberitalienischen Talschaften und Städten. Einzig das Verbrennen der Hexen wurde neidlos dem im Norden gelegenen

Hochgericht Lugnez überlassen, zu dem bis ins Jahr 1877 nur ein gefährlicher Saumweg führte. Heute ist Vals eine wohlhabende Berggemeinde, die es versteht, Alpwirtschaft, Tourismus und Wassertechnik zu einer gesunden Symbiose zu verschmelzen. Von den insgesamt 14 Alpen im Gemeindegebiet (15000 ha) waren während meiner Feldarbeit mit einer Ausnahme (Kanalalp) alle systematisch bewirtschaftet.

1.2 Der geologische Rahmen

1.2.1 Grosstektonische Situation

Die Adula-Decke, ein mehrheitlich aus sialischen Grundgebirgsgesteinen aufgebauter Kristallinkörper von etwa 2.5–5 km Mächtigkeit, stellt eine *tiefpenninische* Einheit (MILNES 1974a) östlich der Tessiner Kulmination dar. Aus dieser grosstektonischen Lage ergibt sich ein leichtes Ostfallen der Decke von 5–30 Grad. Sowohl im Norden – an der Deckenstirn – wie im Süden biegen die Adula-Gesteine in subvertikale Lage um und sind Teil der überregionalen, W-E- bis ENE-streichenden Steilzonen (MILNES 1974a), welche das Gebiet des *Lepontins* (WENK 1956) gegen Norden und Süden begrenzen.

Die Berandung der Nördlichen und Mittleren Adula-Decke bilden triadische und jurassisch-kretazische (Bündnerschiefer-)Sedimente des *Walliser Troges* (TRÜMPY 1980). Der Kontakt Altkristallin/Mesozoikum ist durchwegs tektonischer Natur und verunmöglicht eine eindeutige paläogeographische Zuordnung des Adula-Kristallins. An der Deckenbasis sind mesozoische Karbonate um mindestens 50 km in S–N-Richtung von Altkristallin überfahren. Im Bereich der Südlichen Adula-Decke keilen die Decken-trennenden Mesozoika aus: die Abgrenzung des Adula-Kristallins gegenüber den umgebenden Kristallinkomplexen wird mehrdeutig.

Innerhalb des nördlichen Adula-Altkristallins finden sich mehrere Horizonte quarzitischer und karbonatischer Gesteine wahrscheinlich mesozoischen Alters (siehe Kap. 1.3.5), sogenanntes «internes Mesozoikum» (HEINRICH 1983). Seine Kontakte zum Basement sind wiederum tektonischer Natur (z. B. VAN DER PLAS 1959); es trennt die Adula-Decke somit in verschiedene Teildecken.

1.2.2 Metamorphose

Das prägende Metamorphose-Ereignis der Mittleren und Südlichen Adula-Decke bildet die mitteltertiäre *Lepontische Regionalmetamorphose*. Ihre Isograden und Mineralzonen vom Barrow-Typ inkorporieren alle auftretenden Lithologien und durchschneiden den alpinen Deckenbau in etwa NW–SE-streichender Richtung (z. B. TROMMSDORFF 1966). Gegen Osten konvergieren die lepontischen Zonengrenzen und interferieren in zweideutiger Weise mit der kontaktmetamorphen Zonierung der Bergeller Aureole. Der Metamorphose-Grad der lepontischen Phase reicht von der mittleren Grünschiefer-Fazies

in den angrenzenden Bündnerschiefern der NE Adula-Decke (KUPFERSCHMID 1977) bis zur oberen Amphibolit-Fazies in der Südlichen Adula-Decke (z. B. KOCH 1982).

Im Bereich der Adula-Decke überprägt die lepontische Metamorphose ein älteres Druck-betontes Metamorphose-Stadium. Dieses Hochdruck-Ereignis konnte bisher sowohl in Basiten wie Peliten des Altkristallins (HEINRICH 1982) wie auch in den mesozoischen Gesteinen des internen Mesozoikums (VAN DER PLAS 1959) und des hangenden Deckenkontaktes (HEINRICH 1983) nachgewiesen werden: Die Hochdruck-Metamorphose der Adula-Decke hat somit mit grosser Wahrscheinlichkeit alpines Alter (vgl. auch Diskussion in HEINRICH [1983]). Dieses Druck-betonte Metamorphose-Stadium wird im folgenden als *Hochdruck-Metamorphose* angesprochen. Alpine Hochdruck-Metamorphosen haben in den Alpen oft Oberkreide-Alter und werden dort als *frühalpin* bezeichnet. Für den Bereich der Adula-Decke wird unter frühalpin im folgenden nur alpin und prä-lepontisch verstanden, da eine radiometrische Datierung der Hochdruck-Metamorphose noch aussteht und nicht alle alpinen Hochdruck-Ereignisse kretazisch sein müssen. Im Bereich der Adula-Decke ist die alpine Metamorphose somit plurifaziell.

Die frühalpine Metamorphose zeigt im Nord–Süd-Profil eine starke Zonierung: 450–550°C / 11–13 Kb in der Nördlichen, 500–650°C / 14–22 Kb in der Mittleren und 650–900°C / 17–35 Kb in der Südlichen Adula-Decke (HEINRICH 1983). Das Auftreten von Eklogiten und ihrer Relikte ist auf die tektonisch höheren Partien des Adula-Kristallins beschränkt (HEINRICH 1983). 3T-Phengite, nach FREY et al. (1983) wahrscheinliche Anzeiger einer Hochdruck-Metamorphose, finden sich in Peliten der ganzen Nördlichen und Mittleren Adula-Decke.

1.2.3 Radiometrische Altersdatierungen

Rb–Sr-Mineralalter an Biotiten und Phengiten der Adula-Decke ergeben mit wenigen Ausnahmen Werte zwischen 18 und 28 my (JÄGER et al. 1969). Die einzige derartige Probe nördlich Hinterrhein (KAW 88) entstammt dem Phengitgneis-Körper von Zerfreila und ergibt ein Alter von 27.6 my (Phengit) bzw. 23.5 my (Biotit). Diese Werte werden im Bereich alpiner Amphibolit-Fazies als Abkühlalter, im schwächer metamorphen Bereich als Bildungsalter während einer Metamorphose mit thermischem Maximum bei etwa 38 my interpretiert (JÄGER et

al. 1967, STEINITZ & JÄGER 1981). HÄNNY et al. (1975) schliessen aber aus Monazitaltern, Rb–Sr-Kleinbereichs-Isochronen und Rb–Sr-Mineral-Isochronen auf ein thermisches Maximum im südlichen Lepontin in der Zeit um 20–25 my.

K–Ar-Daten aus Hellglimmern einer Eklogitlinse bei Alt-Wahli (nahe Hinterrhein) liefern Alterswerte zwischen 38 und 45 my (Muralt, pers. Mitt. 1984). Diese Alter betrachtet Muralt als Mischalter. Frühalpiner Alter im klassischen Sinn liegen aus der Adula-Decke bisher nicht vor. Nächstgelegene Oberkreide-Alter finden sich im Gebiet der Suretta-Decke (STEINITZ & JÄGER 1981).

Eine weitere Probe nördlich Hinterrhein (KAW 153) ergibt nach JÄGER et al. 1969 ein Mischalter von 175 my (Rb–Sr an Biotit aus Paragneis nahe Zerfreila).

Eine herzynische Gesteinsbildung belegen HÄNNY et al. (1975) anhand von Rb–Sr-Gesamtgesteins-Daten aus der Südlichen Adula-Decke. Aus der Nördlichen Adula-Decke liegen wenige herzynische Mineralalter vor (FREY et al. 1976).

U–Pb-Daten von Zirkonen ergeben einen minimalen Alterswert von 450 my (HÄNNY et al. 1976). Diese Daten können nicht zur Datierung einer Gesteinsbildung oder eines Metamorphose-Ereignisses verwendet werden

(HÄNNY et al. 1976), sie belegen nur die Existenz von prä-herzynischen Protolithen.

Die alpine Orogenese erfasst somit einen Komplex aus prä-herzynisch und herzynisch gebildeten Krustengesteinen. Im Gebiet der Nördlichen Adula-Decke zeigen Biotit und Phengit stellenweise ein oberoligozänes Einfrieren des Rb–Sr-Systems während Rekristallisation oder Mineralneubildung. Dies impliziert nach JÄGER et al. (1967) ein Unterschreiten kritischer Schwellen-Temperaturen (300°C , $\pm ?$ für Biotit; 500°C , $\pm ?$ für Phengit).

1.2.4 Regionalgeologische Grundlagen

Eine ausführliche Beschreibung der historischen Entwicklung der Adula-Forschung findet man in LÖW (1981). Für die vorliegende Arbeit wichtige regionalgeologische Grundlagen wurden insbesondere von JENNY et al. (1923), VAN DER PLAS (1959), EGLI (1966), KLEIN (1976) und HEINRICH (1983) entnommen. Die Adula-Decke wie auch der jetzige Autor können sich an mehreren hervorragenden regionalen Bearbeitern erfreuen. Die Kartenunterlagen von JENNY et al. (1923) und EGLI (1966) bilden wesentliche Grundlagen der vorliegenden Arbeit.

1.3 Petrographie und Kartierungseinheiten

Die in diesem und den folgenden Kapiteln verwendeten Abkürzungen von Mineralien sind in Anhang A definiert.

Die dominierenden Lithologien des Untersuchungsgebietes sind einerseits leukokrate, Phe-reiche, Alb-Kfs-Gneise, andererseits eine Serie aus Glimmerschiefern und paragenen Epi-Chl/Bio-Plg-Gneisen. Innerhalb der Paragesteine und lokal im Kontakt zu den leukokraten Gneisen finden sich bis Dekameter-mächtige Horizonte basischer Gesteine. Ultrabasite sind auf wenige, jedoch bis mehrere hundert Meter mächtige Körper östlich Olivone beschränkt (DEUTSCH 1979). Grössere Karbonat-Aufschlüsse findet man insbesondere in den Gebieten Sorreda-Plattenberg und Wissgräti-Ampervreila (Fig. 1, 2). Die im folgenden erwähnten Lithologien wurden lokal im Massstab 1:25000 und 1:10000 kartiert und finden ihren Niederschlag in den strukturellen Detailprofilen (Fig. 13, 15).

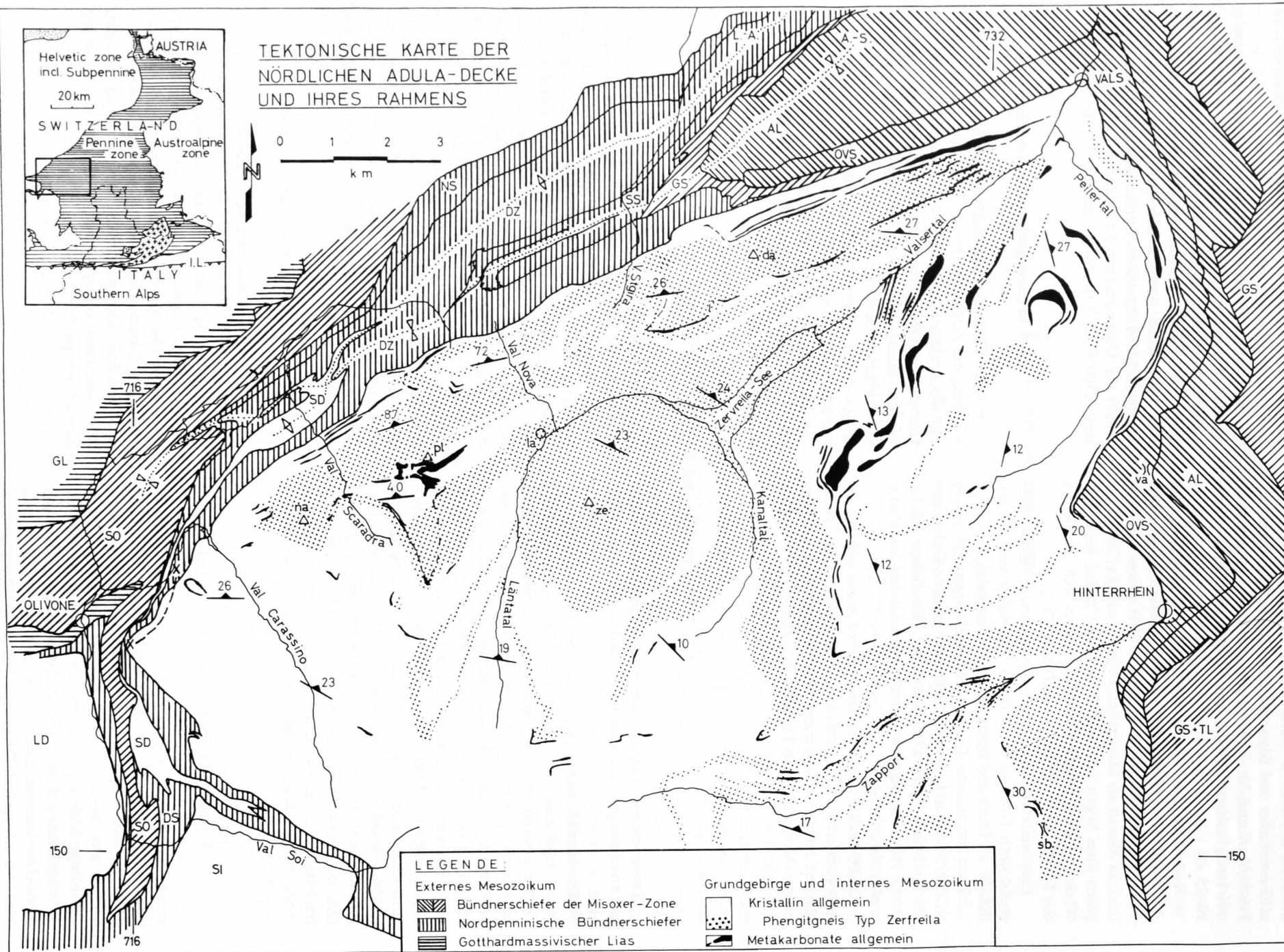
1.3.1 Granitoide Phengitgneise Typ Zerfreila

Gneiskörper dieses Typs finden sich in verschiedenen tektonischen Niveaus der Adula-Decke (JENNY et al. 1923, Profil I). Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und etwa 700 m im Gebiet des Zerfreilasees. Diese sehr homogenen Gesteine führen selten paragene Nebengesteins-Schollen und sind an wenigen Orten von aplitischen Gängen durchschlagen (Krete W Torrone di Nav, mit schwach deformierten Schollen). Die Kontakte zur lithologischen Bänderung der angrenzenden Meta-

sedimente sind im Aufschluss-Bereich stets konkordant. Wie in Kapitel 2.2 gezeigt wird, trifft dies aber im Kartenbereich nicht zu. Frische Granitgefüge sind sehr selten, konnten aber an wenigen Stellen nachgewiesen werden: in der W- und E-Flanke des Torrone di Nav und in Blöcken der linken Talseite des hinteren Lenta-Tals. Diese Beziehungen deuten auf eine intrusive, magmatische Genese dieser Gesteine. Aufgrund ihrer strukturellen Entwicklung, regionaler Vergleiche (z. B. mit SIMPSON 1982) und der in Kapitel 1.2.3 dargelegten radiometrischen Daten scheint es sich um (spät-?) herzynische Intrusiva zu handeln. Die Mineralogie dieser Epi-Bio-Phe-Alb-Kfs-Gneise wird insbesondere bei VAN DER PLAS (1959) und EGLI (1966) beschrieben. Metagranite dieses Typs sind in Figur 2 separat ausgeschieden.

1.3.2 Augengneise Typ Garenstock

Zwischen Valle Scaradra und Frunthorn lassen sich mehrere, 1–200 m starke Züge von Augengneisen mit auffälliger Textur beobachten. Diese wird geprägt durch bis dm-grosse Kfs-Augen, welche von einer silbergrauen Crb-Bio-Ser-Alb-Qtz-Matrix umflossen werden. Die Gesteine zeigen im Gegensatz zu den granitoiden Gneisen eine schlechte Bankung und haben oft ein inhomogen verfälfeltes flaseriges Gefüge. Eine detaillierte Beschreibung dieser Gesteine findet man in EGLI (1966).



In Assoziation mit altkristallinen Glimmerschiefern und stellenweise in diese übergehend treten feinkörnige Kfs-freie Epi-Plg-Hgl-Gneise unterschiedlicher Mineralogie auf. Als Übergemengteile dieser gleichkörnigen Gesteine finden sich insbesondere Chl, Bio, Gar, Hbl und Crb. Die Gneise dieses Typs sind auf Grund ihrer Verknüpfung mit paragenen Glimmerschiefern sicher auch sedimentären Ursprungs. Sie bilden die Matrix, in welche die (Meta-) Granite Typ Zerfreila intrudiert sind, und haben demzufolge sicher grösseres Alter.

1.3.4 Glimmerschiefer

Unter «Glimmerschiefer» werden im folgenden Qtz-führende, glimmerreiche Gesteine mit Schiefertextur (parallel der Hauptschieferung leicht in mm-dünne Lagen spaltend) verstanden. Die Mineralogie der Glimmerschiefer zeigt in Abhängigkeit der primären Gesteinschemie, der zeitlichen Entwicklung und der regionalen Verbreitung (z. B. KLEIN 1976) eine grosse Variabilität. Diese bildet die Grundlage der in Kapitel 3 beschriebenen metamorphen Entwicklungsgeschichte. Für einen Überblick über die Mineralogie dieser Gesteine konsultiere man Kapitel 3.1 sowie VAN DER PLAS (1959). Paragenetische und mineralchemische Daten über Adula-Pelite geben KOCH (1982) und HEINRICH (1983). Letzterer beschreibt vor allem Fluidinteraktionen zwischen Basiten und Peliten während des Druckhöhepunktes und der nachfolgenden lepontischen Metamorphose.

Zwei Glimmerschiefer-Varietäten konnten im Feld speziell ausgeschieden werden:

- Bio-reiche pelitische Glimmerschiefer.
- Leukokrate, oft Ctd- und Crb-führende Chl-Ser-Schiefer mit grossen, oft quer zur Hauptschieferung stehenden Chl-Porphyroblasten. EGLI (1966) beschreibt diese Gesteine unter «Glimmerschiefer am Nordrand der Adula-Decke».

Im Gebiet Sorredapass–Plattenberg und Wissgrätli–Ampervreila finden sich quarzitisches bis karbonatisches Gesteine in einer Mächtigkeit von bis zu mehreren hundert Metern. Die Koexistenz von Quarziten, Rauhwacken und Dol- wie Clc-Marmoren (in mehr oder weniger zerschertem Verband) deutet – in Analogie zur nordpenninischen Stratigraphie (z. B. PROBST 1980) – auf ein triadisches Alter dieser Serie. Graphitische Kalkschiefer, welche in Kontakt mit diesen Gesteinen auftreten, wurden von EGLI (1966) und VAN DER PLAS (1959) als Bündnerschiefer interpretiert. Obwohl nicht fossilbelegt, darf das Alter beider Serien als mesozoisch betrachtet werden (= internes Mesozoikum).

Weitere isolierte Karbonataufschlüsse finden sich als einzelne, m-mächtige Boudins dispers innerhalb des Adula-Kristallins. Soweit sich diese nicht in klarer struktureller Fortsetzung obiger Lokalitäten befinden, ist ihr Alter unbestimmt.

Eine gute mineralogische Beschreibung der Sca-Kfs-führenden Clc-Dol-Marmore der nordwestlichen Adula-Decke gibt EGLI (1966). Einen Einblick in die Mineralogie der Kalkschiefer und Marmore der nordöstlichen Adula gibt Kapitel 3.1.2.

1.3.6 Metabasica

Metabasische Gesteine des östlichen Teils des Untersuchungsgebietes (östlich Koordinate 725) zeigen eine enorme mineralogische Vielfalt. So konnte VAN DER PLAS (1959) anhand des gemeinsamen Auftretens von Eklogiten, Glaukophaniten, Amphiboliten und Prasiniten den plurifaziellen Charakter der alpinen Metamorphose belegen. Metabasica des westlichen Arbeitsgebietes zeigen fast stets Amphibolit-fazielle Paragenesen. HEINRICH (1982, 1983) untersucht in einer ausführlichen Arbeit die Mineralogie und Petrogenese der Adula-Eklogite. Er belegt als erster den regionalen Charakter der Adula-Hochdruck-Metamorphose.

Fig. 2: Tektonische Karte der Nördlichen Adula-Decke und ihres Rahmens. Situation oben links nach MILNES & SCHMUTZ (1978), modifiziert (I. L. = Insubrische Linie).

Geographische Abkürzungen: *da* = Dachberg, *la* = Lampertsch-Alp, *na* = Torrone di Nav, *pl* = Plattenberg, *sb* = San Bernardino-Pass, *va* = Valserberg, *ze* = Zerfreila-Horn.

Tektonische Einheiten (nach PROBST 1980): *AL* = Aul-Lappen, *DS* = Dangio-Schiefer, *DZ* = Darlun-Zone, *GS* = Grava-Serie, *GL* = Gotthardmassivischer Lias, *LD* = Lucomagno-Decke, *NS* = Nördliche Schuppenzone, *OVS* = Obere Valser Schuppen, *SD* = Soja-Decke, *SI* = Simano-Decke, *SO* = Sosto-Schiefer, *SS* = Südliche Schuppenzone, *TL* = Tomül-Lappen; *A.-S.* = Alpettas-Synform, *L.-A.* = Lunschania-Antiform.

Fallzeichen: Ort der Punktmaxima der jeweils dominierenden Hauptschieferungspole, berechnet für die Gefügebereiche der Figur 4.

1.4 Problemstellung

Wie aus den bisherigen Ausführungen ersichtlich ist, zeigen die tektonisch höheren Partien der Adula-Decke eine plurifazielle alpine Metamorphose-Geschichte. Dies steht im Gegensatz zu den bisherigen Beobachtungen in den Grundgebirgs-Decken des Liegenden und des Hangenden des Adula-Kristallins. Zur Geometrie und strukturellen Entwicklung der Adula-Decke liegen keine struktureologischen Daten neueren Datums vor. Die vorliegende Untersuchung sollte mittels einer *kombinierten Anwendung von gefügekundlichen und phasenpetrologischen Methoden* Einblick gewähren in:

- die strukturelle Entwicklung der plurifaziellen Adula-Gesteine und die Strukturgeologie eines ungenügend erfassten Kristallgebietes zwischen Maggia–Lucomagno im Westen und Suretta im Osten,
- die detaillierte, quantifizierte *P-T*-Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke,
- das Zusammenspiel Deformation–Metamorphose sowohl im Gross- wie Kleinbereich.

2. Die strukturelle Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke

2.1 Tektonik der Adula-Decke und ihres Rahmens

Die Geometrie des subhorizontal liegenden Mittelteils der Adula-Decke ist relativ einfach: Die Achsenebenen der dominierenden Deformationen liegen einander parallel, ihre Achsen stehen senkrecht aufeinander, Deformations-Stil und -Richtung ändern lateral im allgemeinen nur gering (vgl. BAUMGARTNER & LÖW 1983, LÖW 1981).

Sowohl im südlichen wie im nördlichen Teil der Adula-Decke werden die Strukturen durch spätere Deformationen überprägt. Im Süden sind diese Deformationen von einer synkinematischen hochgradigen Amphibolit-faziellen Metamorphose begleitet (HÄNNY et al. 1975), welche ältere Relikte nahezu vollständig überprägt (HEINRICH 1982). In der Nördlichen Adula-Decke (insbesondere in deren NE Teil) ist die synkinematische Retrogradierung relativ schwach. Verschiedenste Metamorphose- wie Deformations-Stadien treten nebeneinander auf und bilden für die vorliegende Untersuchung ein ideales Arbeitsfeld.

2.1.1 Deckenabgrenzung und das externe Mesozoikum

Die *hangende Deckengrenze* des Adula-Kristallins besteht aus einer Schuppenzone von mehreren hundert Metern Mächtigkeit (WILCKENS 1920, GANSSER 1937, NABHOLZ 1945). Diese besteht im unteren Teil vorwiegend aus kristallinen Gesteinen («Untere Valserschuppen» nach NABHOLZ 1945, «Zone der Adula-Trias» nach GANSSER 1937), im oberen Teil mehrheitlich aus Mesozoikum («Obere Valserschuppen» bzw. «Untere Ucello-Zone» nach GANSSER). Diese Schuppenzone bildet den Übergang zu den ebenfalls zerscherten *Bündnerschiefern der Misoixer Zone* (GANSSER 1937, WEBER 1966, PROBST 1980). Bündnerschiefer-Einheiten der Misoixer Zone lassen sich vom Passo della Fuorcola im Süden bis ins Prättigau im Osten und in die Gegend des Lukmaniers im Westen verfolgen (THUM & NABHOLZ 1972, PROBST 1980). Stoffbänderung und Hauptschieferung in Adula-Kristallin und Misoixer Mesozoikum sind im Aufschluss- wie Kartenbereich (?) konkordant.

Ein wesentliches Merkmal der Misoixer Bündnerschiefer bilden basische, eruptive Einlagerungen. Diese liegen heute im allgemeinen als konkordante, stark tektonisierte Prasinite, Amphibolite oder Serpentine vor (GANSSER 1937, TEUTSCH 1982). Aufgrund der starken Tektonisierung sind primäre Intrusivkontakte selten; tuffogene Wechsellagerungen im m- bis mm-Bereich von triadischen Metakarbonaten und (Hochdruck-)Metabasiten (HEINRICH 1983) deuten jedoch auf einen zumindest teilweise primären Verband und gegen eine allochthone Stellung der Metabasite innerhalb der Metakarbonate der Misoixer Zone. Wenige Metabasite der Misoixer Zone führen Relikte einer Hochdruck-Metamorphose: Omp-Gar-Qtz in den Unteren Valser Schuppen bei Peil (HEINRICH 1983)

und im Aul-Lappen bei Neu-Wahli (GANSSER 1937), Glc in den Unteren Valser Schuppen westlich Vals und in der Grava-Serie bei Nufenen (VAN DER PLAS 1959, NABHOLZ 1945, OBERHÄNSLI 1978).

Mittels palynologischer Bestimmungen (PANTIĆ & GANSSER 1977; PANTIĆ & ISLER 1978) sowie weniger Fossilfunde kann für die Bündnerschiefer-Einheiten der Misoixer Zone ein Sedimentationsalter von Sinémurien bis Cénomani belegt werden (PROBST 1980). Die Hochdruck-Paragenesen der Misoixer Zone scheinen demzufolge post-Cénomani angelegt worden zu sein.

Im Gebiet des Prättigaus transgrediert der paleozäne bis untereozäne Ruchberg-Flysch auf bereits deformierte oberkretazische Flysche (THUM & NABHOLZ 1972), welche in der Misoixer Zone zu wurzeln scheinen. THUM & NABHOLZ (1972) schliessen daraus auf eine oberkretazisch bis unterpaleozäne tektonische Aktivität im Hangenden des Adula-Kristallins.

Im Bereich der *Deckenbasis* ist das Adula-Alt-kristallin auf Trias und sogenannte *Nordpenninische Bündnerschiefer s.s.* (PROBST 1980) überschoben. Diese sind im Gegensatz zu den Bündnerschiefern der Misoixer Zone frei von basischen Einlagerungen. Eine Altersbestimmung dieser mesozoischen Einheiten liegt nicht vor. In Val Soi südlich Olivone keilen die Nordpenninischen Bündnerschiefer aus; ihre Fortsetzung gegen Süden bilden wenige geringmächtige Karbonatzüge triadischen Alters, welche die konkordant zueinander verlaufenden Strukturelemente des Simano- und Adula-Kristallins voneinander abtrennen. Dieser Horizont karbonatischer Gesteine kann mit Sicherheit bis in die Gegend des Pizzo di Claro verfolgt werden (vgl. CODONI 1981). Die weitere Fortsetzung gegen Süden konnte bisher nicht korrekt herausgearbeitet werden, da kontinuierliche Deckenscheider fehlen und die mehrphasige Verformungsgeometrie bisher nicht genügend herausgearbeitet wurde.

Westlich der Leventina tritt die Adula-Decke als *Cima-Lunga-Lappen* nochmals als kleineres Halbfenster zutage.

2.1.2 Grossstrukturen im Bereich der Nördlichen Adula-Decke

Die Deformationen der Berandung der Nördlichen Adula-Decke wurden in neuerer Zeit insbesondere durch VOLL (1976a), KUPFERSCHMID (1977) und PROBST (1980) untersucht und liefern weitere Randbedingungen zur Strukturentwicklung des Adula-Kristallins. Wesentliche Entwicklungsstadien dieses Raumes bilden nach PROBST (1980):

1. Überschiebung der Bündnerschiefer der Misoixer Zone auf Adula-, Simano- und Lucomagno-Kristallin (B_1),

2. Deckenbildung und Verschuppung des kristallinen Basements (B_2),
3. Zweiphasige regionale Isoklinalverfaltung (Lunschania-Antiform, B_3 ; Alpettas-Synform, B_4),
4. Spätalpine Rückfaltung (Chiera-Synform, B_5).

In den Bündnerschiefern des Lugnez dominieren B_3 -Strukturen, welche gegen SW zunehmend von B_4 - und B_5 -Strukturen transponiert werden (PROBST 1980): Die Überprägung nimmt mit sinkendem tektonischem Niveau zu. Die Lunschania-Antiform (VOLL 1976a) bildet eine wichtige Struktur des nordpenninischen Raumes: Sie faltet die Bündnerschiefer der Misoixer Zone um die Adula-Stirn herum bis an ihre Deckenbasis (Fig. 2). Die Spur der Lunschania-Antiform lässt sich gegen Osten bis ins Prättigau verfolgen (VOLL 1976a) und erfasst dort möglicherweise auch tertiäre Flysche. Parasitär-Strukturen der späteren Alpettas-Synform dominieren insbesondere an der NW Deckengrenze des Adula-Kristallins.

2.1.3 Die Teildecken des Adula-Kristallins und das interne Mesozoikum

Internes Mesozoikum (Kap. 1.3.5) tritt im Gebiet Plattenberg–Sorreda und Wissgrätli–Hennensädel auf (Fig. 1, 2). Fazielle Detailbeobachtungen zeigen eine «eklatante» Übereinstimmung der beiden Aufschlüsse, weichen aber von jener der Nordpenninischen Bündnerschiefer s.s. ab (EGLI 1966). Das interne Mesozoikum ist oftmals mit ophitischen Metabasica (VAN DER PLAS 1959) vergesellschaftet und scheint lithologisch (wie mineralogisch, siehe Kap. 3) den Bündnerschiefern der Misoixer Zone zu entsprechen.

Dieses Mesozoikum zeigt zum angrenzenden Altkristallin stets tektonische Kontakte und trennt somit Kristallineinheiten unterschiedlicher struktureller Herkunft. Die dreidimensionale Geometrie des internen Mesozoikums ist aufgrund einer bis dreifachen nachträglichen Überfaltung (Kap. 2.2) enorm komplex (siehe auch Fig. 2). Sie verunmöglicht eine geometrisch einfache Abgrenzung von Teildecken («Lappen»), wie sie von den bisherigen Autoren beschrieben wurden (JENNY et al. 1923, VAN DER PLAS 1959). Diese Teildecken können mittels strukturgeologischer Methoden nur durch eine vollständige Abwicklung der gesamten dreidimensionalen Verformungsgeometrie rekonstruiert werden. Aufgrund der komplexen Geometrie (Kap. 2.2) und der Grösse des Untersuchungsgebietes wurde in der vorliegenden Arbeit kein derartiger Versuch unternommen.

Das von JENNY et al. (1923) entworfene Modell der internen Adula-Struktur beruht auf den Annahmen, dass erstens *alle* Karbonate wie auch ein Teil der Metabasica mesozoischen Alters sind und zweitens jeder einzelne Karbonathorizont einer liegenden Teilfalte (= Mulde) entspricht, respektive eine Repetition ein und desselben Horizontes durch (mehrphasige) Überfaltung nicht stattfindet. Beide Annahmen sind unkorrekt (vgl. Kap. 2.2). Im weiteren schliessen JENNY et al. (1923) (wie auch EGLI 1966) aus der *lokalen* Beobachtung einzelner augenfälliger Faltenstrukturen (z. B. Dachberg-Falte, KOPP 1923, p. 118; Alpe Bolla in Val Carassino) auf die Geometrie und Kinematik der ganzen Decke, ohne die Gesamtstruktur kontinuierlich zu verfolgen. Wie im folgenden gezeigt wird, muss das tektonische Modell von JENNY et al. (1923) aufgrund der neuen Strukturbeobachtungen verworfen werden.

2.2 Makro- und mesoskopische Strukturen der Nördlichen Adula-Decke

2.2.1 Die regionalen Deformationsphasen der Nördlichen Adula-Decke

Deformationsphasen wurden im vorliegenden Untersuchungsgebiet anhand grossräumiger Interferenzen definiert, da Deformationsereignisse in diesem Grössenbereich am klarsten unterscheidbar sind und aufgrund der Grösse und Verbreitung der Referenzstrukturen nicht nur lokale Gültigkeit besitzen. Diese im folgenden charakterisierten Deformationsphasen sind:

1. Verschuppung von Altkristallin und (internem) Mesozoikum (Sorreda-Phase).
2. Intensive Scherung und isoklinale Verfaltung der Kontakte Altkristallin/internes Mesozoikum (Zapport-Phase).
3. Bildung einer liegenden Grossfalte im Stirnbereich der Decke unter Einbezug von Adula-Kristallin (als Faltenkern) und externem Mesozoikum (Leis-Phase).
4. Nord-vergente Flexur der Adula-Decke in die nördlich anschliessende Alpettas-Synform (Carassino-Phase); Diskordanzen an der frontalen Deckenbasis.

Grundlegende makroskopische Beobachtungen, welchen diese Abfolge zugrunde liegt, sind: (1) Internes Mesozoikum wird sowohl im Gebiet des Plattenbergs wie im Gebiet Hennensädel stellenweise von zwei Generationen isoklinaler Falten überfaltet (von Zapport- und Leis-Falten, z. B. Fig. 3). (2) Erstere (Zapport) sind aufgrund mesoskopischer und mikroskopischer Gefügeelemente mit starken Scherbewegungen verknüpft, welche in Zusammenhang mit petrogenetischen Daten (Kap. 3) auf einen allochthonen Ursprung der Zapport-Strukturen deuten. Letztere (Leis) überfalten im frontalen Deckenbereich die Deckengrenze und den heutigen Deckenverband, sind also *in situ* (autochthon) entstanden. (3) Sorreda- bis Leis-Strukturen werden abschliessend im frontalen Deckenteil grossräumig verbogen (z. B. Fig. 3, 16; Carassino-Phase).

Das halbschematische Profil durch das Gebiet Sorredapass–Plattenberg (Fig. 3) illustriert ein derartiges grossräumiges Interferenzmuster. Figur 3 ist aufgrund der Nicht-Zylindrizität der verschiedenen Faltengenerationen (vgl. Tafel und Fig. 6, 9) allerdings stark schematisch; es zeigt jedoch klar die grossräumige Internstruktur der Adula-Decke und eine vierphasige Deformations-Geome-

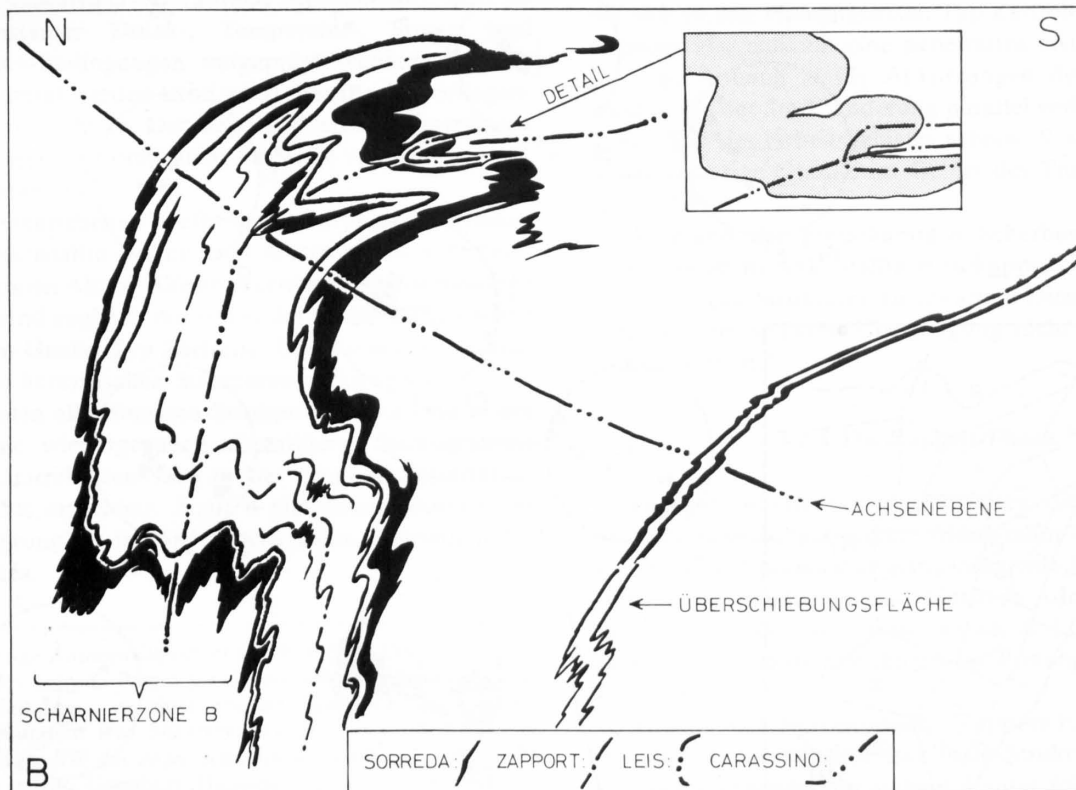
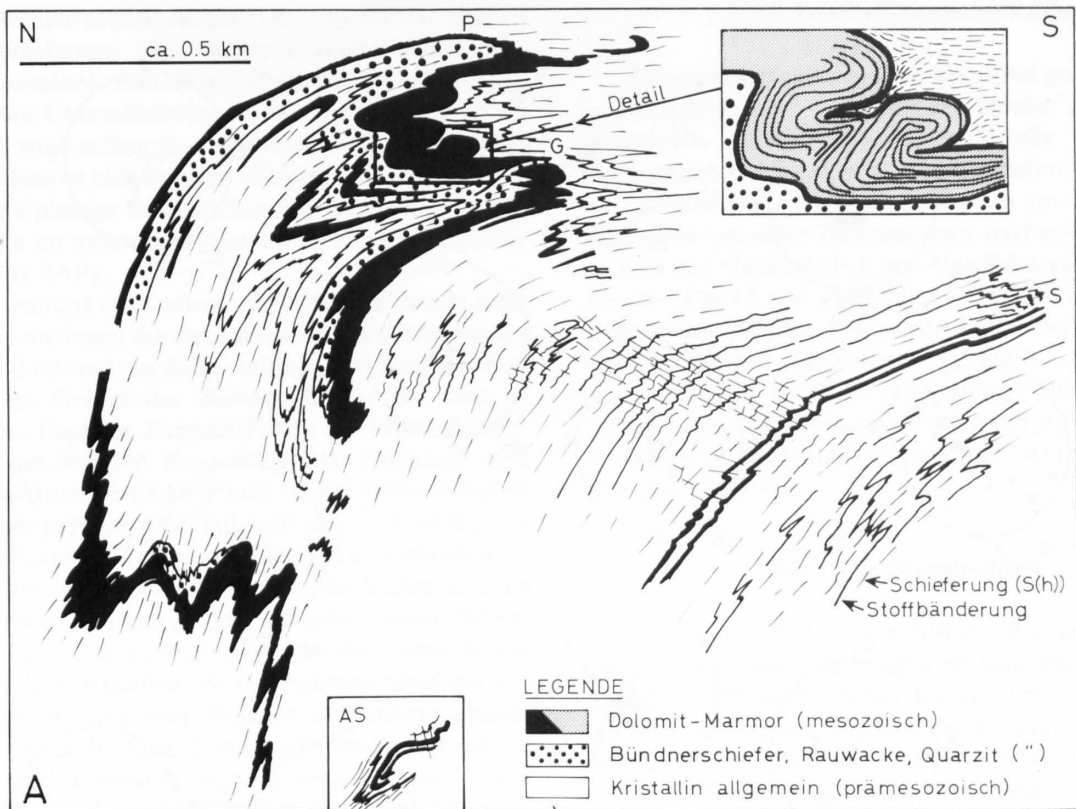


Fig. 3: Semiquantitatives Profil durch das Gebiet Sorredapass (S), Garenstock (G), Plattenberg (P).

- (A) Lithologische (nach EGLI 1966) und strukturelle Beobachtungen. AS = Bachaufschluss SW Alpe Sca-radra di sopra (vgl. Fussnote in Kap. 2.2.1). Ausschnitt oben rechts: Detailskizze der Marmor-Doppel-falten nördlich des Garenstockes.
- (B) Strukturelle Interpretation der Figur (A) mit dem Verlauf der postulierten Überschiebungsflächen und Achsenebenen. Sorreda- bis Carassino-Strukturen entsprechen vier unterschiedlichen Deformations-phasen. Scharnierzone B kann als regionale, «s»-vergente Faltenstruktur über weite Bereiche der Nördlichen Adula-Decke verfolgt werden (vgl. Fig. 11 und 12).

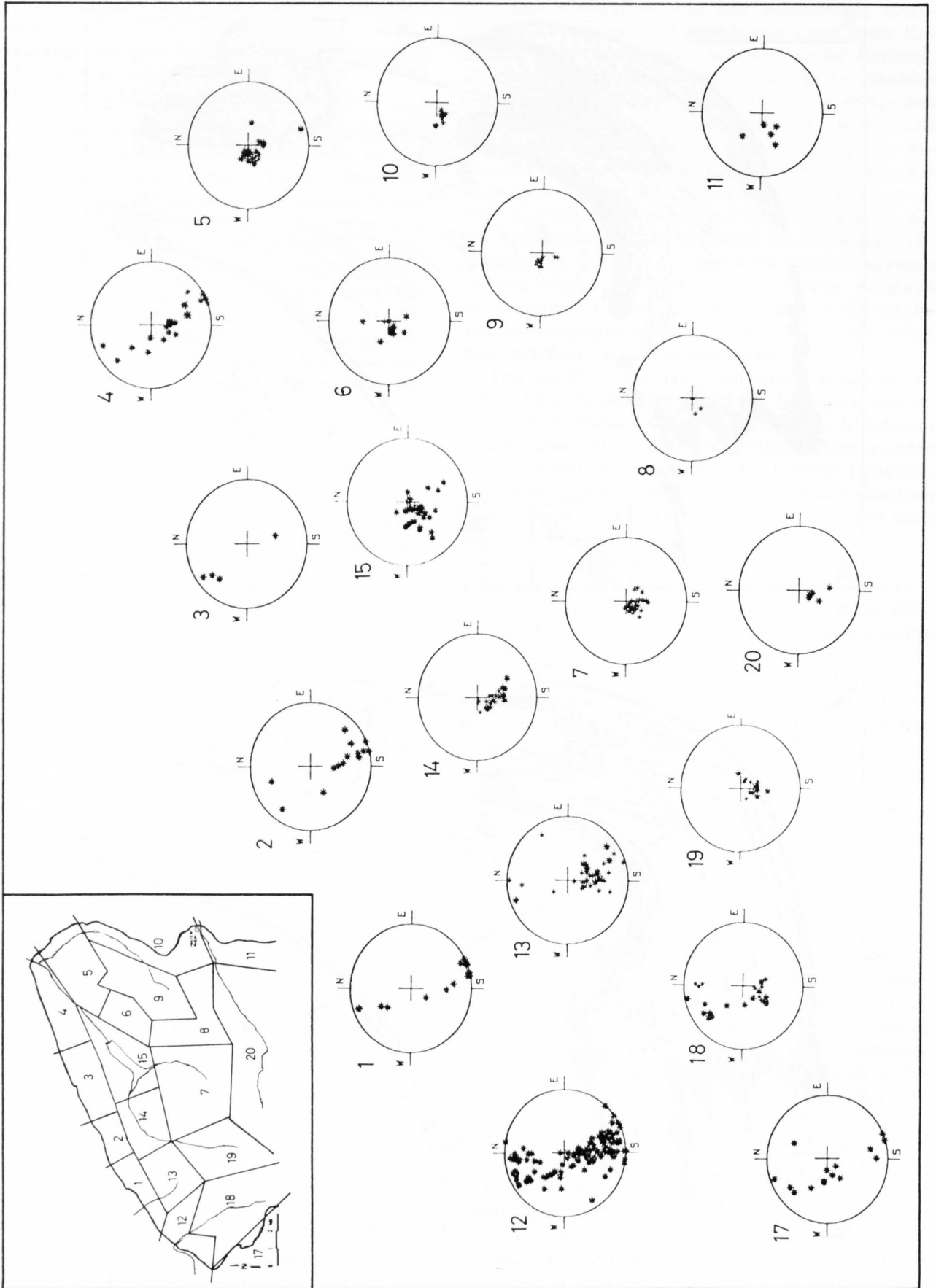


Fig.4: Flächentreue stereographische Projektion der Stoffbänderung – Flächenpole, $S(0)$ – auf die untere Halbkugel. Die Nummer links oberhalb der Stereogramme bezieht sich auf den jeweiligen Gefügebereich (vgl. Kartenausschnitt oben links). Beachte die Versteilung der Stoffbänderung in den frontalen Deckenbereichen.

trie des internen Mesozoikums (vgl. Fig. 3B mit Spuren der Überschiebungs- bzw. Achsenebenen-Flächen Sorreda bis Carassino): Eine Doppelfalte (Zapport und Leis) überfaltet die Überschiebungsflächen der Sorreda-Generation und wird selbst anschliessend noch nordvergent verbogen. Dass es sich bei der «Doppelfalte» tatsächlich um eine zweiphasige Struktur handelt, belegen auch Beobachtungen im mesoskopischen Bereich (vgl. Detailausschnitt in Fig. 3A)¹⁾.

Die Benennung der Deformations-Phasen erfolgt nach Lokalitäten, an denen die entsprechenden Deformationen klar ausgebildet sind: In Altkristallin eingeschupptes Mesozoikum im Gebiet des *Sorreda-Passes*; W- und E-schliessende, liegende Zapport-Falten im 100-m-Bereich im Gebiet des hinteren *Zapport-Kessels*; Grossfalte und Parasitärstrukturen der Leis-Phase im Bachtobel westlich *Leis* bei Vals; parasitäre Crenulation und Umbiegung der Carassino-Flexur im Talausgang des Val di *Carassino*.

Die beobachteten *mesoskopischen* Strukturen können im allgemeinen eindeutig den entsprechenden Grossstrukturen bzw. Phasen zugeordnet werden, obwohl die mesoskopischen Kriterien einer *Deformationsphase* s.s. nach HUBER et al. (1980) (konstanter Verformungsstil, konstante räumliche Orientierung der Strukturelemente, kohärente und konstante Interferenzmuster) nur lokal und nicht im Grössenbereich des gesamten Untersuchungsgebietes (176 km²) zutreffen. Die Definition von HUBER et al. basiert auf der Annahme, dass unterschiedliche Deformationsphasen während verschiedener, aber jeweils konstanter Druck-, Temperatur-, Stress- und «strain-rate»-Bedingungen aufgeprägt werden. Wie im weiteren gezeigt werden kann, trifft dies für die vorliegenden Gesteine nicht zu. Der Begriff «Deformationsphase» wird im folgenden somit nicht im Sinne von HUBER et al. (1980) verstanden.

Alle beschriebenen Deformationsstrukturen erfassen sowohl Altkristallin wie internes Mesozoikum, sind demzufolge alpinen Alters. Älteste erkennbare Deformationen (Sorreda) sind zugleich die ersten der (spät-)herzynischen granitoiden Gneise Typ Zerfreila. Diese scheinen demzufolge keine herzynischen Strukturen aufzuweisen.

Messdaten aller linearen Strukturelemente sind in der Tafelbeilage wiedergegeben. Detaillierte Stereogramme aller Planarstrukturen sind in der Original-Dissertation (LÖW 1985b) einsehbar. Figur 4 gibt Stereogramme der Stoffbänderung des in 20 Gefügebereiche unterteilten Arbeitsgebietes.

¹⁾ Bisherige Autoren (JENNY et al. 1923, EGLI 1966) haben die Marmore des Sorreda-Passes jeweils mit jenen des Gebietes Garenstock–Plattenberg in einer grossen Synform, der *Sorreda-Mulde*, verbunden. Das Scharnier wurde in die Marmore im Bachaufschluss SW der Alpe Scaradra di sopra (Aufschluss AS in Fig. 3A) gelegt. Um diese Hypothese zu testen, wurden die Strukturen zwischen Sorreda-Pass und Garenstock im Detail aufgenommen. Die Augengneise Typ Garenstock dieser Krete zeigen nirgends ein klares Grossscharnier (die Stoffbänderung ist in dieser Lithologie zwar sehr schlecht erkennbar). Das wesentliche Argument gegen diese Struktur ist jedoch die Grossgeometrie der weiteren Umgebung: Sowohl nördlich des Garenstocks wie südlich des Sorreda-Passes findet sich eine sehr prononcierte «s»-vergente Scharnierzone (vgl. auch Fig. 11, 12); eine Synform würde einen grossen «z»-vergenten Südschenkel verlangen.

2.2.2 Das Prä-Sorreda-Stadium

Während herzynischer Zeit intrudiert granitisches Material in präherzynische Glimmerschiefer und meso- bis leukokrate Gneise. Obwohl heute alle lithologischen Kontakte stark kontaktparallel verschiefert und oft isoklinal überfaltet sind, können dennoch im Kartenbereich zahlreiche intrusive Diskordanzen nachgewiesen werden (z. B. in der Flanke östlich der Alpe Saltarescio, Val di Carassino, Fig. 13 wie auch Fig. 15). Mehrere dieser nachträglich überfalteten Intrusivstrukturen wurden von bisherigen Autoren (HEINRICH 1983, Fig. 9.1, und insbesondere EGLI 1966, Taf. 5) für grossräumige Syn- und Antiformen gehalten. Das Ausgangsgestein der alpinen Deformation muss geometrisch komplex und strukturell inhomogen gewesen sein.

2.2.3 Die Sorreda-Phase

Die Verschuppung von Altkristallin und (internem) Mesozoikum bildet die ersten erkennbaren Deformationen der Nördlichen Adula-Decke. Trias wie Bündnerschiefer werden (im allgemeinen konkordant) über eine Distanz von mindestens 10 km von Altkristallin überfahren. Eine Verbindung zum externen Mesozoikum besteht nicht mehr. Figur 3 illustriert diese Verschuppung im Gebiet Sorreda–Plattenberg.

Im gesamten Bereich der östlichen Adula-Decke findet sich in den Phengitgneisen Typ Zerfreila wie auch im internen Mesozoikum eine penetrative erste Schieferung (*S₁*, vgl. Anhang A für Abkürzungen der Strukturelemente), die der Stoffbänderung parallel verläuft. Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes scheint *S₁* stellenweise zu fehlen (massige Granite im Gebiet des Tne. di Nav, vgl. Kap. 1.3.1).

Aufgrund der grossräumigen Scherbewegungen, die Mesozoikum in Altkristallin einschuppen, sind zudem lineare Sorreda-Strukturen zu erwarten. Diese können aber aufgrund der späteren Überprägung nicht mehr nachgewiesen werden.

2.2.4 Die Zapport-Phase

Zapport-Deformationen überfalten die deckeninternen Überschiebungskontakte Altkristallin – internes Mesozoikum und bilden das gefügeprägende Ereignis weiter Gebiete der Nördlichen und Mittleren Adula-Decke (vgl. auch Phase «D₂» in BAUMGARTNER & LÖW 1983). Die Zapport-Deformationen führen zur Bildung eines starken *LS*-Gefüges.

Makro- wie mesoskopische Zapport-Falten (*B₂*) sind im allgemeinen liegende isoklinale Strukturen von kongruenter Geometrie (recumbent similar folds). Im mesoskopischen Bereich ist das Verhältnis Wellenlänge *W* zu Amplitude *A* oftmals in der Grössenordnung von 1:3. Im makroskopischen Bereich wurden in der N-Flanke des Zapport-Kessels zahlreiche E- und W-schliessende Grossfalten mit einer Wellenlänge von zirka 400 m eingemessen. Grossfalten dieses Typs sind sehr häufig und wurden nicht vollständig auskartiert.

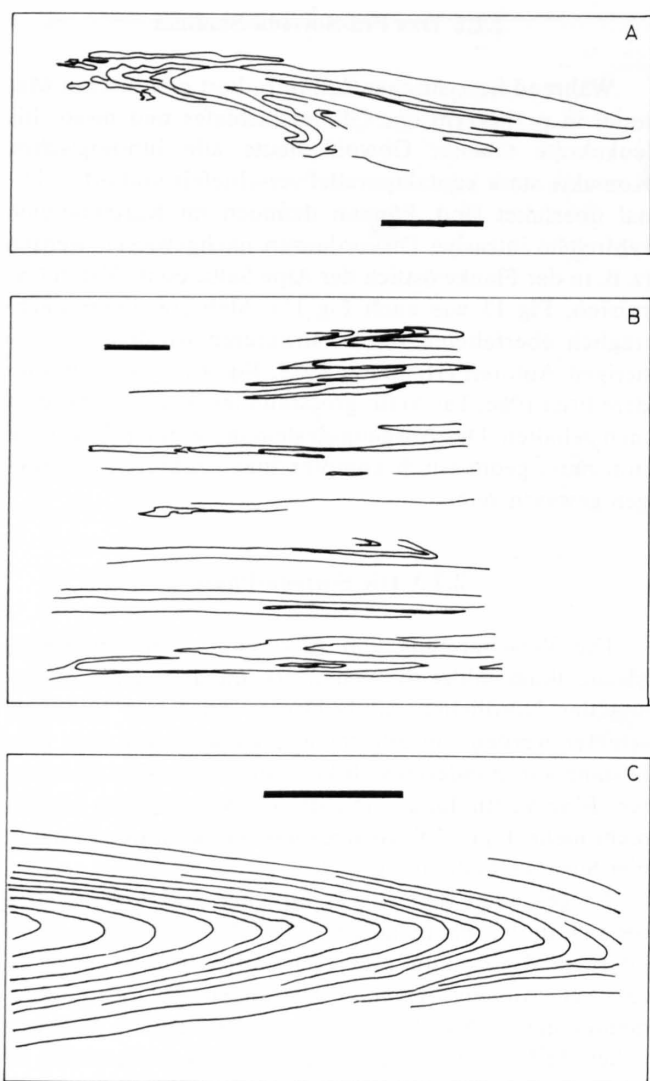


Fig. 5: Mesoskopische Faltenprofile durch Zapport-Falten mit deutlich unterschiedlichem Faltenstil. Balkenlänge stets 10 cm.

- (A) Leukokrates Aggregat in mesokrater Grundmasse, stark disharmonisch verfaltet.
- (B) Stark gestreckte «intrafolial»-Falten, isoklinal.
- (C) Kongruentes Faltenprofil in homogenem Phengit-Chloritgneis.

Die Faltenstile der mesoskopischen Strukturen (Fig. 5) sind variabel. Qtz- und Fsp-reiche Lagen in Schiefen und paragenen Gneisen bilden oft wurzellose «intrafolial»-Falten mit abgescherten Schenkeln. Homogenere Lithologien bilden im allgemeinen Faltenprofile mit Öffnungswinkeln zwischen 0 und 15 Grad, Scharniere sind sowohl spitzwinklig wie rund. Der Faltenstil in Marmoren unterscheidet sich stark von jenem der Matrix-Gesteine: Massige Marmore bilden runde Scharniere mit zum Teil paralleler Geometrie ohne Achsenebenen-Schieferung. Ihre Achsen zeigen oft statistisch «aberrante» Werte. Verfaltete Gneis/Marmor-Kontakte bilden lobate Formen mit «cusps», deren Sinn erstaunlicherweise auf eine grössere Kompetenz der (Dol-) Marmore deutet.

Die Faltenachsen einzelner mesoskopischer Falten scheinen im Süden des Untersuchungsgebietes geradlinig zu verlaufen, im Norden desselben und an der Deckenbasis (Val di Carassino) konnten mehrere Scharniere mit stark gekrümmten Achsen eingemessen werden.

Die Faltenachsen der Zapport-Falten aus Gebieten ohne starke spätere Überfaltung sind in Figur 6 eingetragen. Alle Achsen liegen subhorizontal (vgl. Tafel) und scheinen während ein und demselben Deformationsprozess gebildet worden zu sein. Im Bereich der südlichen Fortsetzung von Figur 6, der gesamten Mittleren Adula-Decke, streichen alle Zapport-Faltenachsen mit grosser Konstanz N-S (350–360/10–0) (z.B. BAUMGARTNER & LÖW 1983, Taf. 1). Figur 6 zeigt augenfällig eine grossräumige Umbiegung der N-S-streichenden Achsen im Süden gegen ENE bis W-E im Norden (Radius = ca. 5 km). Die Richtung der Zapport-Faltenachsen ist stark vom tektonischen Niveau abhängig: Gegen die hangende Deckengrenze zu biegen alle Achsen kontinuierlich in ENE-Lage um (vgl. Fig. 6 mit der geologischen Karte der Adula von JENNY et al. 1923).

Zapport-Falten überfalten S_1 und sind im allgemeinen von einer starken synkinematischen Rekristallisation begleitet: Es bildet sich eine ungefächerte neue Schieferung S_2 parallel zur Achsenebene der Zapport-Falten AE_1 . Diese aus S_1 und S_2 zusammengesetzte Schieferung bildet die Hauptschieferung $S(h)$ der gesamten Nördlichen und Mittleren Adula-Decke. Massige eklogitische Basite werden im Bereich dieser Schieferung (d.h. randlich) im allgemeinen retrogradiert, in boudinierte Schollen zerlegt oder spröde brecciiert.

Penekontemporär zur Bildung der Zapport-Falten bildet sich ein sehr starkes penetratives Streckungslinear L_2 aus Qtz- bzw. Qtz-Fsp-Aggregaten im cm- bis dm-Bereich. In statistischer Darstellung (Fig. 7) liegen Zapport-Faltenachsen und -Streckungslineare einander parallel. Wenige gemessene X:Y:Z-Verhältnisse solcher gestreckter Aggregate des nördlichen Untersuchungsgebietes liegen im Bereich von 10:2:1 bis 4:2:1, das heisst im Feld gestreckter Verformungsellipsen («constricted field» nach Flynn).

Die Rotation von S_1 während der Zapport-Faltung, der Faltenstil sowie das penetrative LS -Gefüge deuten auf eine starke Scherkomponente der Zapport-Deformationen. Im Bereich der Mittleren Adula-Decke scheint die finite Verformung grösser zu sein als im nördlichen Teil des vorliegenden Untersuchungsgebietes (vgl. Fig. 16) und im wesentlichen durch die Zapport-Deformationen gebildet worden zu sein. Die N-S-gerichteten Streckungslineationen und Faltenachsen werden darum als Ausdruck einer N-S- oder S-N-gerichteten Scherbewegung interpretiert.

2.2.5 Die Leis-Phase

Eine klare Überfaltung mesoskopischer Zapport-Isoklinalen durch offene Leis-Falten kann im Gebiet des Zusammenflusses von Valser Rhein und Peilerbach nördlich Koordinate 161 belegt werden. Weitere wahrscheinlich analoge Interferenzen bestehen im hinteren Lentakessel (Koord. 154.00/722.43). Eine makroskopische Interferenz derselben Strukturen beobachtet man im Gebiet des Platzenbergs (Fig. 3).

Klare geometrische Interferenzen sind mit Ausnahme der oben erwähnten Lokalität im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes kaum beobachtbar.

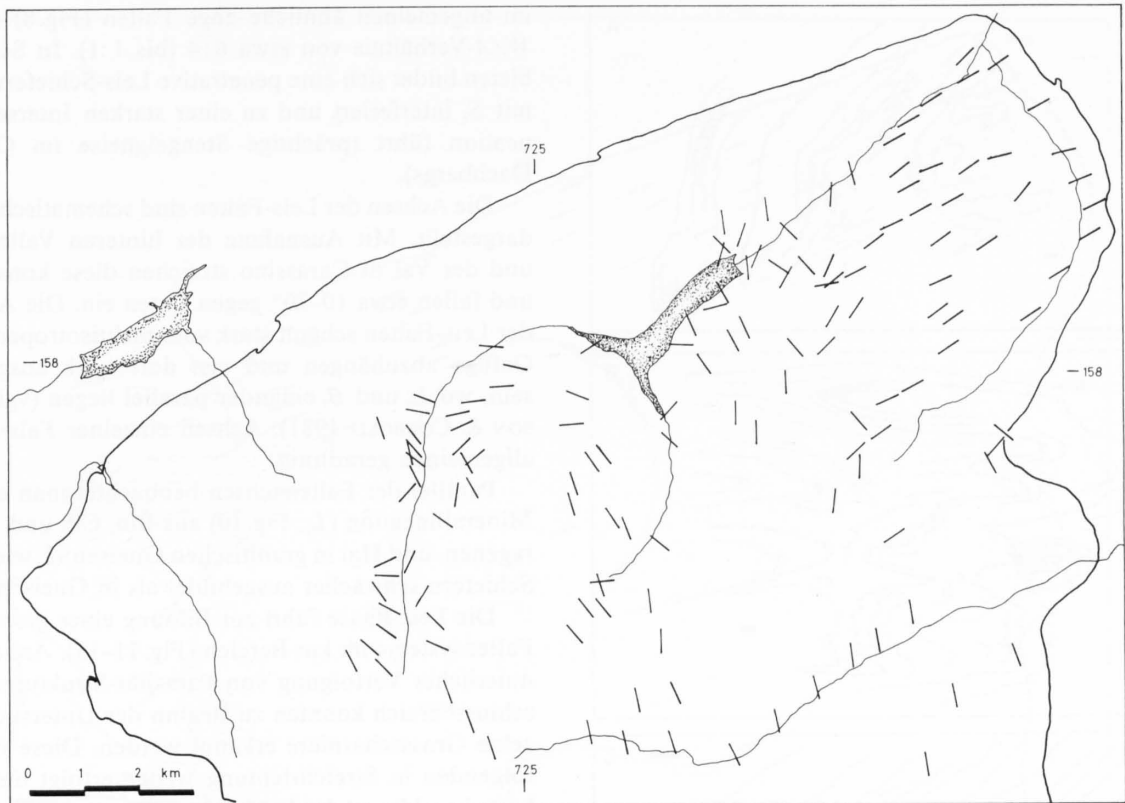


Fig.6: Karte mesoskopischer Faltenachsen (Azimut subhorizontaler Achsen) der Zapport-Phase aus Gebieten ohne spätere Überfaltung.



Fig.7: Karte der Aggregat-Streckungslineationen (Azimut subhorizontaler Achsen) der Zapport-Phase aus Gebieten ohne spätere Überfaltung.

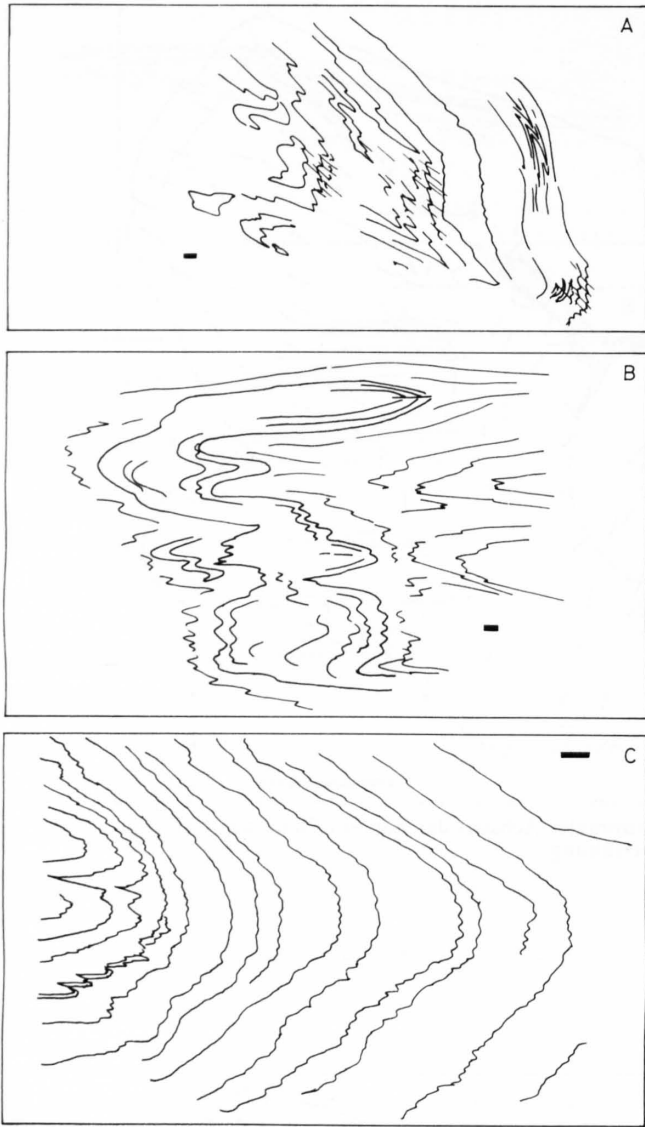


Fig. 8: Mesoskopische Faltenprofile durch Leis-Falten. Profil A zeigt ein klares Überfalten von Zapport-Isoklinalen.

Strukturen der Leis-Phase entwickeln sich etwa ab der Höhe des Zerfreila-Sees sowohl progressiv gegen die Basis der Adula-Decke (gegen W) wie gegen ihre Stirnregion (gegen N). Mit zunehmender Intensität der Deformation ändert sich auch stark der Stil der Strukturelemente.

Im Gebiet Heinisch Stafel – Leis sind Leis-Falten B_1 im allgemeinen offene Crenulationen und Knickfalten mit grossen Zwischenschenkel-Winkeln (120° im S bis 30° im N). Etwa auf der Höhe von Leis beginnt sich (insbes. in leukokraten Gneisen) eine neue subhorizontale Schieferung S_1 parallel der AE enger Leis-Falten zu entwickeln, die gegen den frontalen Deckenkontakt rasch an Intensität zunimmt. Mit abnehmendem tektonischem Niveau beginnen Leis-Strukturen früher, das heisst deckeninterner, einzusetzen und erreichen im Gebiet Val Nova – Val di Carassino oftmals eine derartige Intensität, dass Zapport- und Leis-Falten kaum mehr unterscheidbar sind.

Etwas westlich des Frunthorns sind mesoskopische und makroskopische Leis-Falten runde bis spitzwinklige,

im allgemeinen ähnliche enge Falten (Fig. 8) mit einem W/A -Verhältnis von etwa 6:4 (bis 1:1). In Scharniergebieten bildet sich eine penetrative Leis-Schieferung S_1 , die mit S_2 interferiert und zu einer starken Intersektions-Lineation führt (prächtige Stengelgneise im Gebiet des Dachbergs).

Die Achsen der Leis-Falten sind schematisch in Figur 9 dargestellt. Mit Ausnahme der hinteren Valle Scaradra und der Val di Carassino streichen diese konstant ENE und fallen etwa 10 – 20° gegen Osten ein. Die Ausbildung der Leis-Falten scheint stark vom nichtisotropen Zapport-Gefüge abzuhängen und erst dort stark ausgeprägt zu sein, wo L_2 und B_1 einander parallel liegen (vgl. WATKINSON & COBBOLD 1981). Achsen einzelner Falten sind im allgemeinen geradlinig.

Parallel der Faltenachsen beobachtet man eine starke Minerallineation (L_1 , Fig. 10) aus Bio, Chl und Epi in paragenen, und Hgl in granitischen Gneisen. L_1 wie S_1 sind in Schieferungen schwächer ausgebildet als in Gneisen.

Die Leis-Phase führt zur Bildung eines grossräumigen Faltensystems im km-Bereich (Fig. 11–13). Anhand kontinuierlicher Verfolgung von Parasitär-Strukturen im Aufschlussbereich konnten zu Beginn der Untersuchung einzelne Grossscharnieri erkannt werden. Diese wurden im folgenden in Streichrichtung weiterverfolgt und gesamthaft im Massstab 1:25000 auskartiert (Fig. 12). Die schraffierten Gebiete der Figur 12 stellen Gebiete mit symmetrischen Leis-Parasitär-falten («m»-Falten) im Aufschlussbereich dar, entsprechen somit Scharnierzonen einer Makrofalte. Einzelne Linien entsprechen augenfälligen Scharnieren bzw. deren Achsenebenen-Spur im 100 m-Bereich. Scharnierzonen A und B werden im Hangenden wie im Liegenden von «s»-vergente Parasitär-falten begrenzt (Fig. 3 und 11), stellen somit «s»-vergente Gross-falten dar. Scharnierzone C bildet im frontalen Teil eine nordvergente, schliessende Faltenstruktur (Fig. 13). Dasselbe scheint für die der Karte von EGLI (1966) entnommenen Grossfalte D zuzutreffen.

Die Parasitär-Strukturen der Grossfalte A wie auch alle Leis-Elemente zwischen Stafelti (bei Vals) und Val Nova streichen in die nördlich anschliessenden Bündnerschiefer-Einheiten (Nordpenninische und Misoxer Bündnerschiefer, Fig. 2) und werden dort vollständig transponiert (Fig. 11, 15). Gegen Süden öffnen sich die Strukturen und «sterben» im Gebiet Guraletsch langsam aus.

Grossfalte B ist insbesondere in der W-Flanke des Plattenbergs klar zu erkennen (Fig. 3). Sie überfaltet zwischen Garenstock und Plattenberg ein grossräumiges Zapport-Scharnier und streicht gegen Osten ins Gebiet des unteren Val Nova. Dort können aufgrund des ähnlichen Faltenstils und der Koinzidenz beider Achsenebenen Zapport- und Leis-Strukturen nicht mehr klar getrennt werden. Im Gebiet des Zerfreila-Sees findet sich keine Fortsetzung von Grossfalte B: die Struktur scheint sich gegen (Süd-)Osten zu öffnen. Gegen Westen durchquert die «s»-vergente Grossfalte den Gneiskörper des Torrone di Nav und streicht etwa bei Punkt 2444 in die angrenzenden Paragneise. Im vorderen Val di Carassino werden die Leis-Strukturen stark überarbeitet, die Fortsetzung der nun isoklinalen Grossstruktur B kann konstruktiv etwa bis Compietto extrapoliert werden.

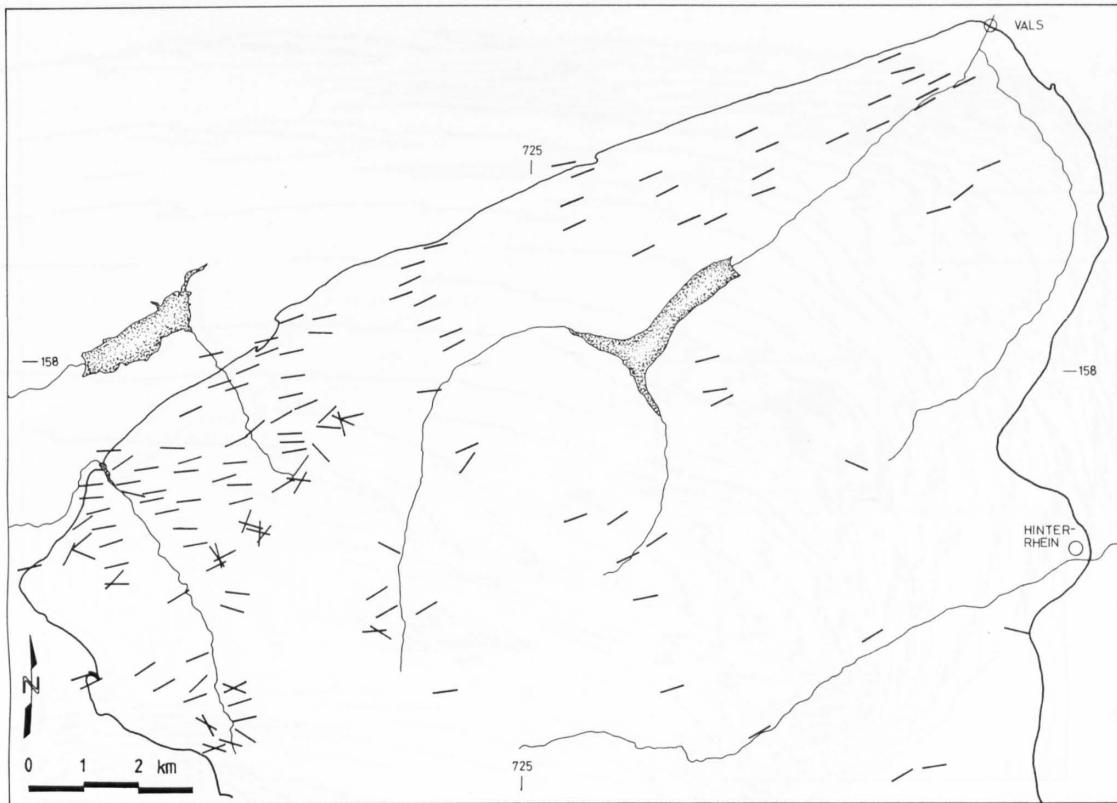


Fig.9: Karte mesoskopischer Faltenachsen (Azimut subhorizontaler Achsen) der Leis-Phase.



Fig.10: Karte der Minerallineationen (Azimut subhorizontaler Achsen) der Leis-Phase.

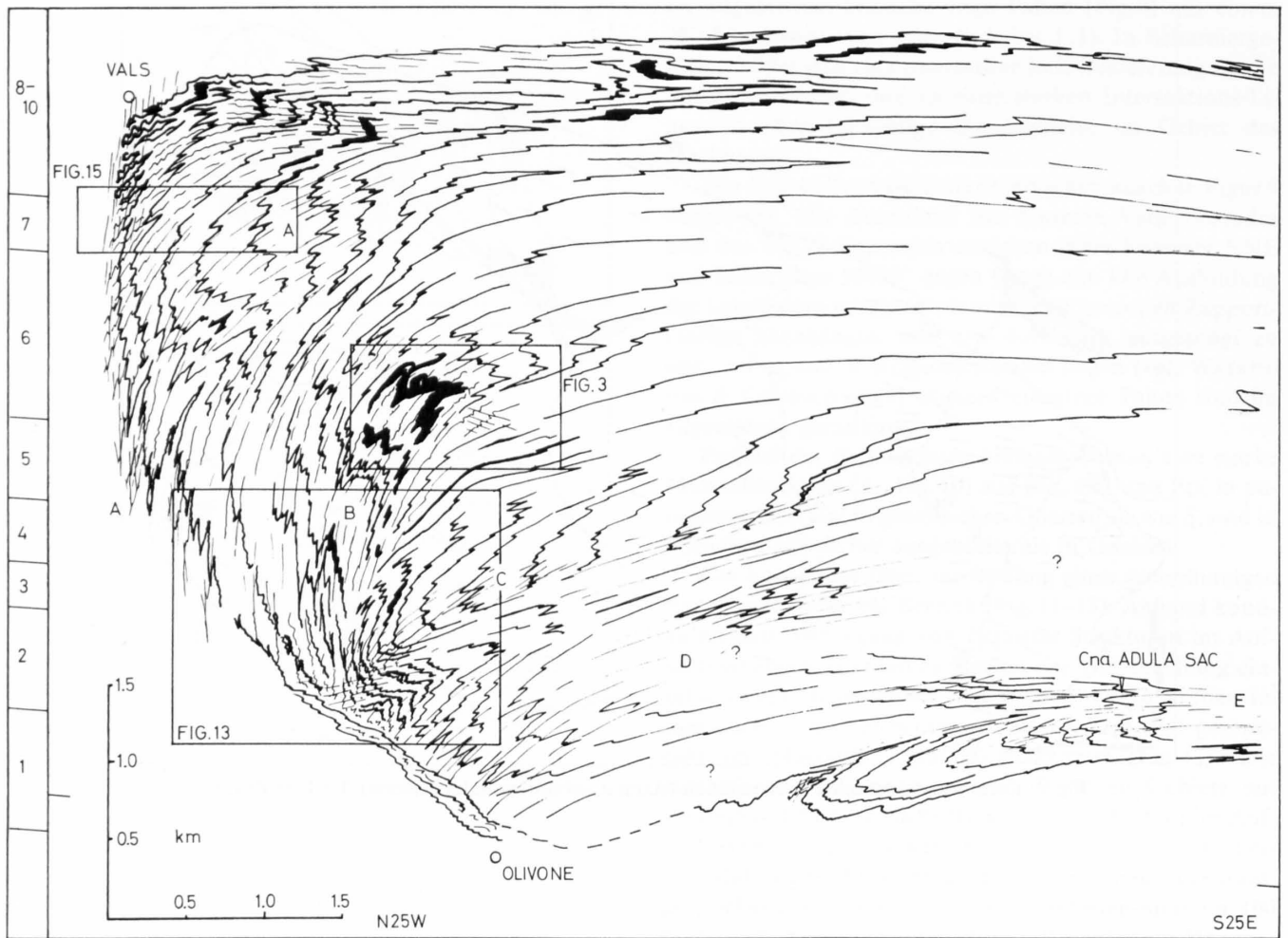


Fig. 11: Sammelprofil der Nördlichen Adula-Decke, zusammengesetzt aus den Einzelprofilen 1–10 mit konstanter Projektionsrichtung 65/12. Die einzelnen Profilsuren verlaufen senkrecht zu N65E und streichen durch: 1 = Valle di Blenio, 2 = Alpe della Bolla, 3 = Torrone di Nav, 4 = Alpe Scaradra di sotto, 5 = Plattenberg, 6 = Val Nova, 7 = Scharboda, Val Stgira, 8 = Dachberg, 9 = Selvasee, 10 = Leis.

In Schwarz sind analog zu Figur 2 Karbonate gehalten. Dicke Striche: Stoffbänderung; feine Striche: Leis-Schieferung (und in den frontalsten Gebieten Carassino-Schieferung). Die Zapport-Schieferung, fast stets der Stoffbänderung parallel verlaufend, ist der Klarheit halber nicht eingezeichnet. A–E: Leis-Scharniere analog Figur 12.

Das gesamte Profil ist um 5 Grad im Uhrzeigersinn gekippt; es ist aufgrund der Nicht-Zylindrizität der Zapport- (und Leis-) Falten mit Vorsicht zu genießen.

Scharnierzone C ist in der Ostflanke des Val di Carassino etwa zwischen Alpe della Bolla (Koord. 717.75/155.82) und Punkt 2535 ausgezeichnet aufgeschlossen (Fig. 13). Im Nordteil ist ein «z»-vergente Liegendschenkel zu beobachten, im Süden scheint dieser zu fehlen (Fig. 11). Grossfalte C wird wiederum gegen die Deckenstirn isoklinal und von Carassino-Falten überfaltet, ihre Fortsetzung gegen SE ist unklar.

Grossfalte D ist relativ schlecht belegt und basiert im wesentlichen auf der lithologischen Kartierung von JENNY (1923) und EGLI (1966) sowie strukturellen Beobachtungen in den Gebieten Dragone di Villa (E von Olivone) – Madirö und Alpe Cassimoi – Amianto. Die nordvergente symmetrische Grossfalte (?) wird an der Deckengrenze geschleppt und zusammen mit einer Achsenebenen-parallelen Schieferung an einer post-Leis-Diskordanz (Kap. 2.2.6) abgeschnitten.

Struktur E bildet eine liegende «z»-vergente Leis-Falte, die wiederum Adula-Kristallin und externes Mesozoikum ergreift.

Die makroskopischen Scharnierzonen A–E entsprechen Parasitär-Strukturen einer noch grösseren Faltenstruktur: einer liegenden N-schliessenden Megafalte, die die gesamte Adula-Stirn umfasst. Diese regionale Grossstruktur beschränkt sich nicht nur auf tektonische Einheiten der Adula-Decke; sie inkorporiert auch externes Mesozoikum und entspricht dort den Deformationen, welche die Bündnerschiefer der Misoxer Zone um die Adula-Stirn bis an die Deckenbasis herum rotieren (Lunschaniaphase nach PROBST 1980 bzw. VOLL 1976a).

2.2.6 Die Carassino-Phase

Die letzte regional signifikante Deformationsphase besteht in der Bildung einer grossräumigen nordvergenten Flexur, parasitären Crenulationen und Diskordanzen an der basalen Deckenstirn.

Die Gesamtheit aller gemessenen Schieferungsflächen der Leis-Phase definiert einen Grosskreis mit Pol 74/12



Fig. 12: Karte makroskopischer Leis-Scharniere. Schraffiert: Durch symmetrische Parasitärfaalten im m-Bereich bestimmte Scharnierzonen von Leis-Falten im km-Bereich. Die Scharnierzonen werden durch «s»- oder «z»-vergente Schenkel (Blick in Fallrichtung: ENE) begrenzt und sind oftmals auch als Gross-Strukturen vergent. Kennzeichnung der Gross-Strukturen A–E wie in Figur 11. Einzelne Linien entsprechen Spuren der Achsenebenen prononzierter Makroscharniere im 100-m-Bereich.

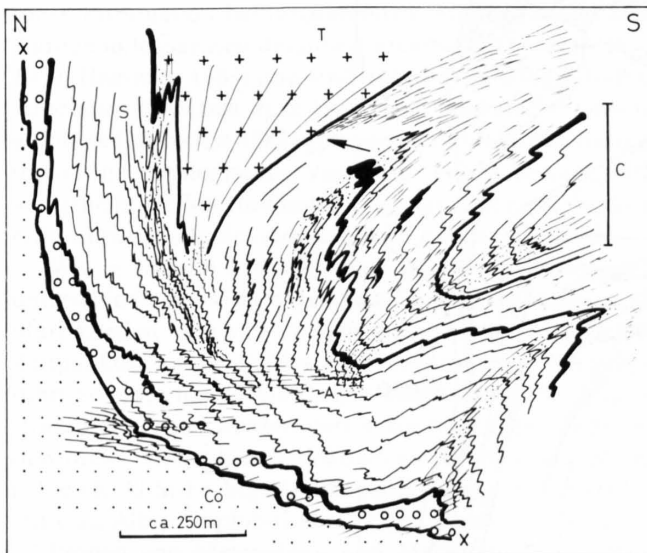


Fig. 13: Schematisches Profil durch den Talausgang des Val di Carassino (vgl. Fig. 1 und 11).

Projektionspunkte: A = Alpe della Bolla, Co = Compietto, S = Stanga, T = Torrone di Nav. Lithologien und Symbole wie in Figur 15. Der Pfeil markiert eine klare intrusive Diskordanz. Dominierendes Strukturelement in Figur 13 sind meso- und makroskopische Falten der Leis-Phase, insbesondere Scharnierzone C (vgl. Fig. 11 und 12) mit starker Intersektions-Lineation (feinpunktiert) und Achsenebenen-Schieferung. Diese Leis-Strukturen werden an der Deckenstirn nordvergent gekrümmt (Carassino-Phase).

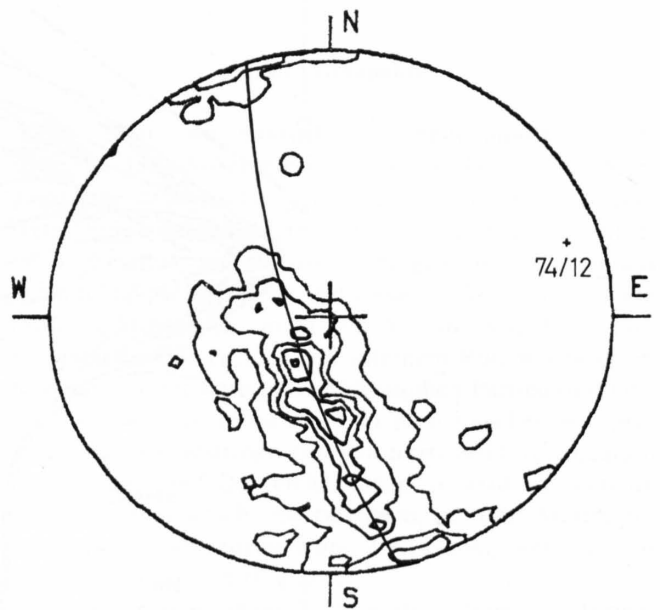


Fig. 14: Flächentreue stereographische Projektion der Leis-Schieferung (263 Flächenpole). Punktdichten berechnet für 0.5 Flächen-% und konturiert mit 1, 4, 7, 10, 13%. Bestimmung des Grosskreises und dessen Pol (74/12) von Hand.

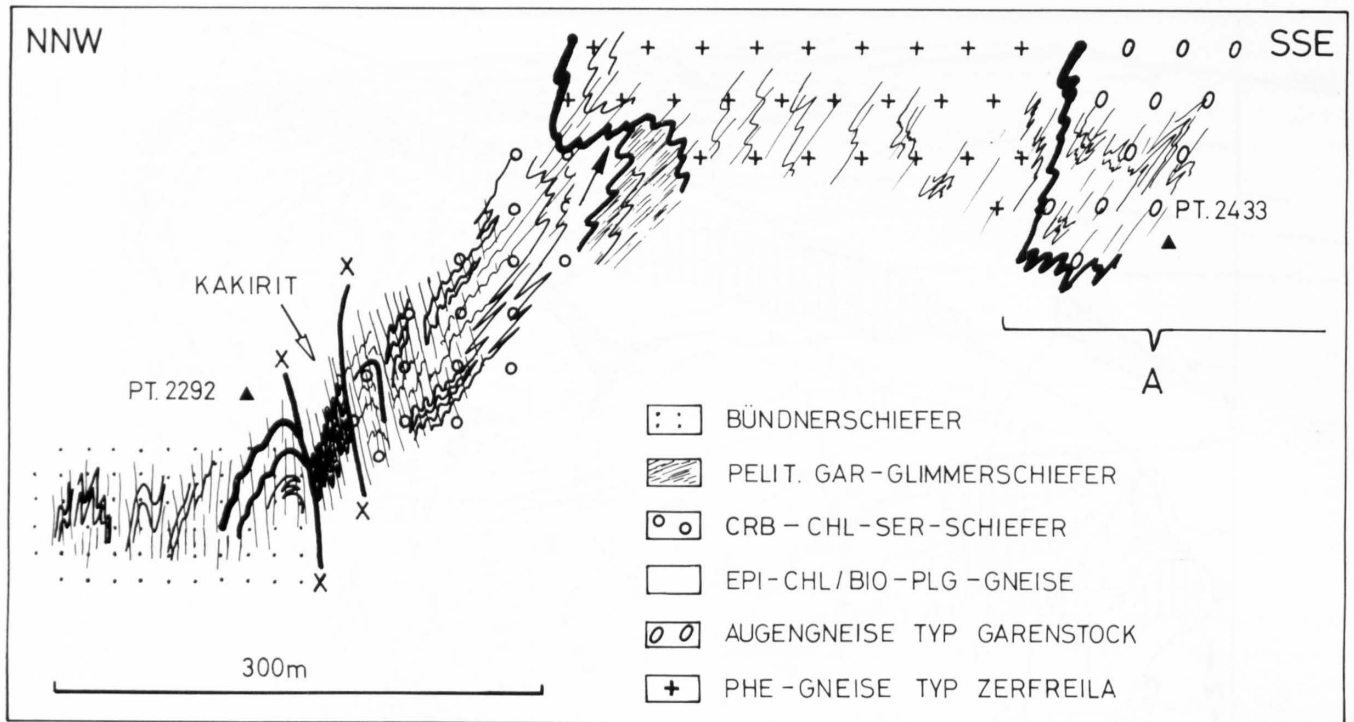


Fig.15: Profil durch den Deckenkontakt im Val Stgira (vgl. Fig.1 und 11). Bemerke die sukzessive Überprägung der Leis-Strukturen (z.B. Grossscharnier A, vgl. Fig.11 und 12) gegen den Deckenkontakt zu, die Dekameter-mächtige Kakiritzone (Deckenkontakt) und die Dominanz der Carassino-Schieferung in den angrenzenden Bündnerschiefern. Der Pfeil markiert eine klare intrusive Diskordanz.

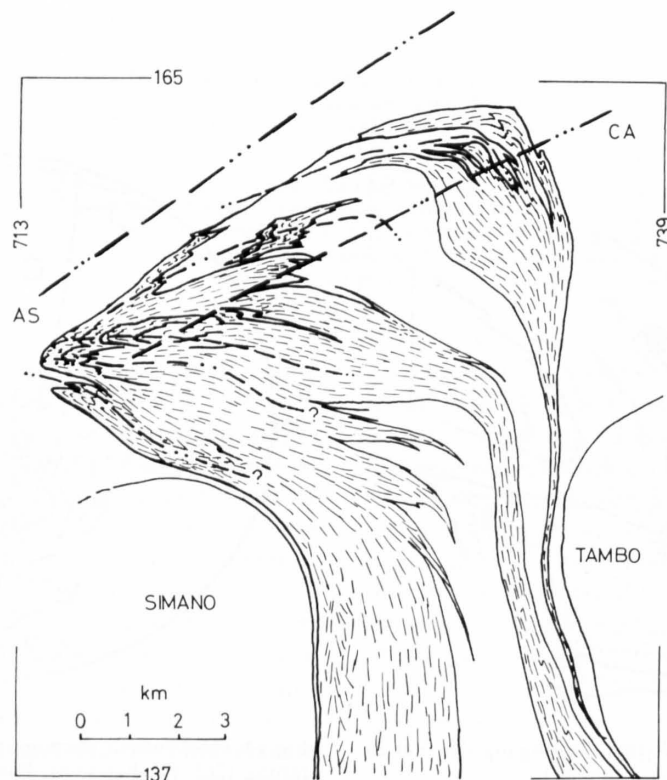


Fig.16: Horizontalschnitt durch die Nördliche und Mittlere Adula-Decke auf 2000 m ü.M., modifiziert nach HEINRICH (1983). Weiss: Phengitgneis Typ Zerfreila. Doppelpunktierte Striche: Achsenebenen-Spuren der Leis-Phase. Dreifachpunktierte Striche: Achsenebenen-Spuren der Carassino-Phase (AS = Alpettas-Synform, CA = Carassino-«Antiform»). Da die Adula-Decke gegen Ost bis Nord einfällt, entspricht der Horizontalschnitt einem (überhöhten) Profil.

(Fig. 14). Diese Richtung entspricht der Rotationsachse der Carassino-Flexur sowie etwa der Richtung der parasitären Crenulationen (vgl. Tafel). Der Horizontalschnitt durch die Mittlere und Nördliche Adula-Decke (Fig. 16, modifiziert nach HEINRICH 1983) dokumentiert diese Struktur und ihre Interferenz mit Leis-Achsenebenen im makroskopischen Bereich.

Parasitäre Carassino-Falten entwickeln sich in den frontalsten 50–300 m des Adula-Kristallins (Fig. 15, 13), sind insbesondere im Gebiet um Compietto sehr stark ausgeprägt (kleiner Flexurradius) und bilden Isoklinalfalten mit penetrativer Achsenebenen-Schieferung S_c in den

angrenzenden Bündnerschiefern (Fig. 15). Achsenebenen und S_c im Altkristallin variieren von subvertikal im Osten (Fig. 15) bis subhorizontal im Westen (Fig. 13).

Der Kontakt Adula-Kristallin / externes Mesozoikum wird zwischen Olivone und Alp Scharboda fast durchwegs von einer spröden Kakiritzone begleitet (Fig. 11 und 15). Sie führt im Gebiet des Dragone di Villa zu einer scharfen Diskordanz, welche hier sogar noch innerhalb des Adula-Kristallins verläuft. Diese Spröddeformationen gehen im Gebiet Val Stgira (Fig. 15) kontinuierlich in Planarstrukturen der Carassino-Phase über und sind möglicherweise zeitgleiche Bildungen.

2.3 Mikroskopische Strukturen der Glimmerschiefer von Vals

Mikroskopische (wie petrologische) Detailuntersuchungen wurden auf ein Gebiet der Nördlichen Adula-Decke beschränkt, in dem alle Strukturelemente klar definiert sind und verschiedenste Deformations- wie Metamorphose-Stadien auf engem Raum koexistieren: das Gebiet der nordöstlichen Adula-Decke zwischen Zerfreila und Vals.

Mikro- wie mesoskopische Strukturen zeigen sowohl in regionalem wie lokalem Rahmen eine grosse Variabilität und sind stark von Schnittlage und struktureller Position abhängig. Die folgenden Mikrostrukturen beziehen sich, falls nicht anders erwähnt, auf Schnitte senkrecht zur dominierenden Lineation (*ac*-Schnitte), auf Schnitte durch Scharnier- wie Schenkelgebiete von Kleinfalten unterschiedlicher Generation.

Glimmerschiefer zeigten sich als die geeignetste Lithologie, um ein Maximum an struktureller und petrologischer Information herauszuarbeiten. Massige Metabasite wurden in letzter Zeit detailliert untersucht (VAN DER PLAS 1959, HEINRICH 1983) und sind aufgrund wichtiger Indexminerale (VAN DER PLAS 1959) und wasserfreier Gleichgewichte (HEINRICH 1983) geeignete petrologische Indikatoren. Ihr rheologisches Verhalten weicht jedoch stark von jenem der Matrix-Gesteine ab, an denen die strukturelle Entwicklung der Adula-Decke hergeleitet wurde.

Wie in Kapitel 3 gezeigt wird, reagieren Gesteine mit unterschiedlicher Gesamtgesteins-Chemie auf ihrem alpin plurifaziellen Weg verschieden und zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Das variierende metamorphe Verhalten führt zu einer unterschiedlichen Entwicklung der Mikrostrukturen. Diese werden darum im folgenden als Funktion dreier Gesamtgesteins-Chemismen diskutiert: Metapelite (K-Al-Si-Fe-Mg-H-O-Schiefer), Metamergel (Pelite mit Ca), Albit-Amphibolschiefer (vgl. auch Kap. 3.1).

Proben von Metapeliten und Metamergeln stammen sowohl aus mesozoischen wie prä-mesozoischen Serien; alle Albit-Amphibolschiefer-Proben sind nach der Karte von VAN DER PLAS (1959) prä-mesozoischen Alters. Die mikrostrukturelle (wie mineralogische) Entwicklung ist in beiden Serien identisch: die mikroskopischen Deformationsgefüge sind somit alpine Bildungen.

Die Basis der Korrelation einzelner Gefügeelemente unterschiedlicher Gesteinstypen bilden die Zapport-

Strukturen S_z und B_z . Im Verlaufe der mikrostrukturellen Untersuchung konnte für die einzelnen Schiefertypen eine kohärente Paragenese-Entwicklung hergeleitet werden (Kap. 3.1, insbes. Tab. 2). Diese wurde aufgrund ihrer Eindeutigkeit in einem späteren Stadium auch zur zeitlichen Fixierung unklarer Mikrostrukturen verwendet.

Da die Adula-Gesteine eine pluriphasen Deformationsgeschichte erlitten haben, sind mechanistische Gefüge-Interpretationen älterer Entwicklungsstadien nur in Spezialfällen möglich. Dies gilt insbesondere für «nassen» Quarz, der im Vergleich zu Amphibol, Plagioklas und Dolomit eine tiefe äquivalente Viskosität aufweist (CARTER 1976) und noch bei tiefen Temperaturen plastisch deformiert (dislocation creep, TULLIS et al. 1982; nach VOLL 1976b ab 275° C).

2.3.1 Metapelite

Die meso- wie mikroskopisch erste alpine Schieferung, die *Sorreda*-Schieferung, bildet in Peliten (wie Mergeln) eine helicytische Schieferung in Gar-Porphyroblasten. Diese interne Schieferung $S(i) = S_z$ (Fig. 26A) bildet im allgemeinen gerade bis leicht gewellte Flächen aus morphologisch gelängten, deformationsfreien Mineralien (Sorreda-Mineralien in Tab. 2–5 von Kap. 3.1). Einschussarme Gar-Partien (mit internem Rut) wechseln im mm-Bereich mit stark poikiloblastischen Partien (mit Qtz, 0.2–0.4 mm) und reflektieren in mesozoischen wie prä-mesozoischen Gesteinen eine syn-Sorreda-Differenziation in Glimmer- und Qtz-reiche Lagen. S_z wird von Gar im allgemeinen «statisch» überwachsen, ist in der Matrix mineralogisch stark alteriert und leicht überfaltet bis vollständig transponiert (Fig. 26A).

Im mikroskopischen Bereich sind Zapport-Deformationen sehr inhomogen. Koaxiale (Sorreda-Zapport) Verformung tritt gegenüber rotationeller Zapport-Verformung stark zurück. So entwickelt sich S_z im allgemeinen durch Crenulation von S_z und Rekristallisation alter deformierter Hgl. Diese Rekristallisation führt zur Bildung von polygonalisierten Scharnieren und Knickbändern (Fig. 17) sowie in Gebieten erhöhter Verformung zu einer bimodalen, «decussate» Textur aus vollständig rekristalli-

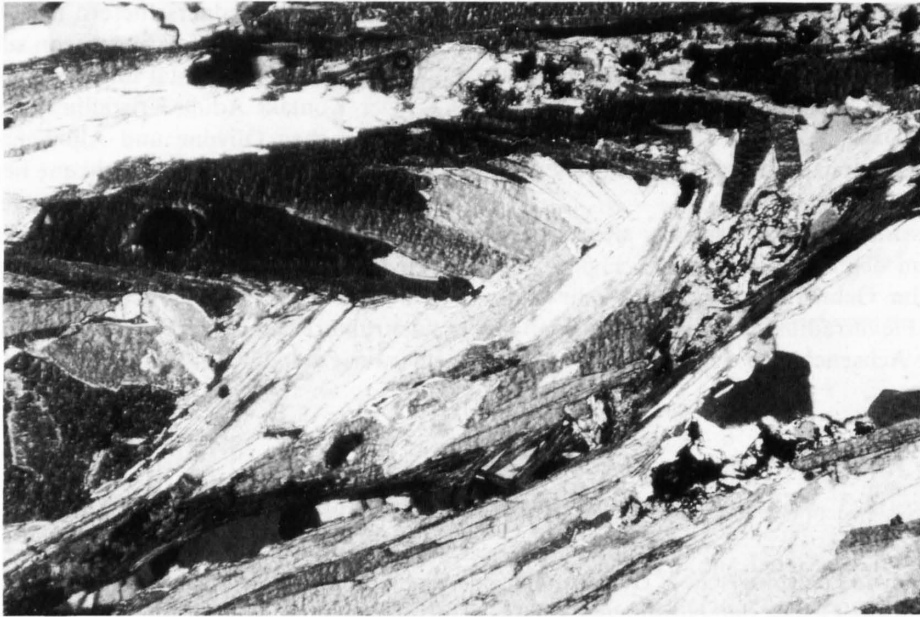


Fig. 17: Dünnschliff SL551, N+, Bildbreite: 1.7 mm. Metapelit mit vollständig rekristallisiertem Zapport-Scharnier aus phengitischen Hellglimmern. Knickband-Grenzen (KBB) sind parallel 001 jeweils stark gezahnt, Nukleation neuer Hellglimmer nur sehr untergeordnet entlang KBB. Quarz mit gekrümmten Korngrenzen und Trippelpunkten von 120° (rechte Bildseite).

sierten Hgl, deren Knickbänder nicht mehr erkennbar sind. Knickbandgrenzen (KBB) sind jeweils parallel 001 stark gezahnt (Fig. 17). Dies deutet auf intensive KBB-Migration parallel 001 (WILLIAMS & COMPAGNONI 1983). Eigentliche Nukleation (insbes. entlang KBB) von Syn-Zapport-Hgl ist volumetrisch untergeordnet; S_2 besteht im wesentlichen aus «altem», rotiertem Phe und Par und stellt eine «zusammengesetzte» (composite) Schieferung aus S_1 und S_2 dar.

In Druckschattengebieten um starre Gar-Körner sowie innerhalb der Matrix rekristallisiert während der Zapport-Faltung Qtz (Fig. 17). Er zeigt gekrümmte Korngrenzen («curved», SPRY 1969, p. 19) und die Ausbildung von etwa 0.1–0.2 mm grossen, isometrischen Sub- bis Rekristallit-Körnern. In Quarzitlagen bilden grobkörnige (1.6 × 0.4 mm), in S_2 gelangte Qtz-Körner prismatische Deformationsbänder und «cusate» Korngrenzen. Dominierender Verformungsmechanismus von Qtz scheint Dislokations-Kriechen bzw. dynamische Rekristallisation (z. B. TULLIS et al. 1982) zu sein. Qtz zeigt keine kristallographische Einregelung.

Intensive KBB-Migration in Hgl und prismatische Deformationsbänder in Qtz sind charakteristisch für relativ hochtemperierte Deformationen (ETHERIDGE & HOBBS 1974, WILLIAMS & COMPAGNONI 1983, NICOLAS & POIRIER 1976).

Die aus S_1 und S_2 zusammengesetzte Hauptschieferung $S(h)$ wird im Gebiet Hennensädel–Heinisch Stafel durch offene Crenulationen, im Gebiet Leis–Dachberg durch enge Kleinfalten der *Leis*-Phase überfaltet. In ersterem Gebiet entwickeln sich konzentrische bis leicht geknickte «Box»-Falten mit Zwischenschenkel-Winkel von $> 90^\circ$. Hgl sind gekrümmt und löschen undulös aus. Eigentliche Knickbänder entwickeln sich nur in Gebieten grosser Krümmung und sind, falls Hgl überhaupt rekristallisiert,

leicht gezahnt. In engeren Falten der Umgebung Leis sind die KBB deutlich ausgebildet, und Rekristallisation von KBB-Migration parallel 001 stark. Nur vereinzelte Hgl sind nicht vollständig rekristallisiert und undulös gekrümmt.

Qtz bildet wiederum prismatische Deformationsbänder und isometrische Rekristallitkörner (0.1–0.2 mm). Er wird von mehreren Generationen Böhmischer Lamellen (Flächen reich an Fluid-Einschlüssen) durchzogen (Fig. 21). Diese sind zum Teil gekrümmt und ändern ihre Orientierung beim Übergang eines Subkorns zum anderen (prä-Leis-Lamellen?). Andere Lamellen scheinen fiederförmig um Leis-Scharniere angeordnet zu sein, das Leis-Spannungsfeld abzubilden und syn-Leis gebildet worden zu sein. Die Böhmischen Lamellen liegen im allgemeinen subparallel der Basalfläche (0001).

Subbasale Deformationslamellen zusammen mit prismatischen Deformationsbändern und Rekristallitkörnern deuten auf intermediäre (grünschieferfazielle?) Deformations-Temperaturen (NICOLAS & POIRIER 1976). Das häufige Auftreten fluidreicher Lamellen deutet auf die Existenz eines freien Fluids.

2.3.2 Metamergel

Die *Sorreda*-Strukturen sind in Mergeln analog den Peliten ausgebildet: S_1 als planes bis leicht gewelltes $S(i)$ in Gar.

Im Gegensatz zu den Peliten wachsen die Gar der Mergel nicht nur «einphasig»: Synkinematisches Gar-Wachstum während der *Zapport*-Phase führt in gescherzten B_2 -«Schenkeln» zur Ausbildung prächtiger rotierter Gar-Doppelspiralen (SCHONEVELD 1977, Fig. 5, 6, 8; VAN DER PLAS 1959, Fig. 29) mit kontinuierlichem Übergang

von $S(i)$ zu $S(e) = S_z$. Rotationswinkel betragen bis zu 600° (SCHONEFELD 1977). In Zapport-Scharnieren (mit geringerem Scher- bzw. Rotationsbetrag) entwickelt sich ein anderes Gar-Gefüge (Fig. 18): Gar überwächst «statisch» die B_z -Achsenebenen-Schieferung, welche anschliessend noch weiter geplättet wird (vgl. auch OLESEN 1978, FERGUSON & HARTE 1975). Diese Geometrie impliziert ein sehr schnelles Wachsen der Gar-Poikiloblasten während eines relativ langzeitigen Deformationsprozesses (vgl. FYFE in ETHERIDGE et al. 1983).

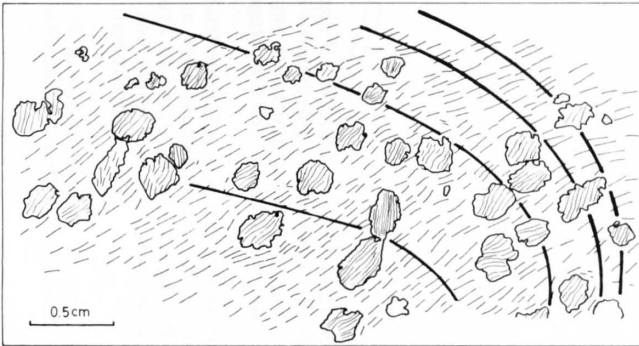


Fig. 18: Skizze nach Dünnschliff SL497. Metamergel mit Zapport-Scharnier (dicke Striche) und penetrativer Achsenebenen-Schieferung S_z (dünne Striche). Granat-Porphyroblasten mit leicht diskordanter interner Schieferung. Interpretation vgl. Text.

Qtz in SL 497 (Fig. 18) besitzt eine starke kristallographische Einregelung. Einzelne Körner zeigen starke interne Deformationen (undulöse 1–1.5 mm grosse Körner mit prismatischen Deformationsbändern) oder sind bereits in dynamisch rekristallisierte Kleinkörner (um 0.1 mm) zerfallen. Rekristallisationskörner zeigen eine stärkere Textur als deformierte Grosskörner. Korngrenzen sind gerade bis gekrümmt. Wesentlicher Bildungsmechanismus einer solchen Textur scheint Gitterrotation durch basales Gleiten, unterstützt durch selektive Rekristallisation zu sein (SCHMID 1982). In Gar eingeschlossener Qtz (0.1–0.2 mm) zeigt keine kristallographische Einregelung.

Kleinfältelungen der *Leis-Phase* zeigen analoge Mikrostrukturen wie Pelite.

Carassino-Crenulationen der Alp Scharboda sind jenen der offenen *Leis*-Falten sehr ähnlich: Hgl-Lagen werden im allgemeinen gekrümmt, Rekristallisation in KBB ist nur sehr schwach und zeigt kaum KBB-Migration (Fig. 19). Qtz und Clc rekristallisieren und bilden oft ein äquigranulares, unorientiertes Gleichgewichtsgefüge. Zwillingslamellierung in Clc ist nicht vorhanden. Chl bildet sperrige Aggregate.

In SL 486 (Hennensädel) wird S_z in einem Winkel von 60 – 90° von weitständigen Schieferungsflächen (Mikrorissen) durchzogen, entlang derer eine starke Chloritisierung und Karbonatisierung auftritt (Fig. 20). Subparallel dieser Schieferungsflächen verlaufen sehr stark ausgebildete Böhmsche Lamellen in Qtz (Fig. 21). Diese Anzeichen eines freien Fluids können zeitlich nicht eindeutig fixiert werden (*Leis*- oder *Carassino*-Phase).

2.3.3 Albit-Amphibolschiefer

Schiefer dieser Chemie bilden nur selten poikiloblastische Gar-Porphyroblasten, welche eine eindeutige Charakterisierung der *Sorreda*-Gefüge ermöglichen würde. Wenige plane oder sigmoidale Einschlussflächen in Gar(-Kernen) deuten auf S_z und ein teilweise synkinematisches(?) Gar-Wachstum.

In Albit-Amphibolschiefern finden während der *Zapport-Phase* intensive Mineralreaktionen und starke Rekristallisation statt (Fig. 26C, 31A/B). Figur 22 zeigt zwei Typen von Zapport-Mikroscharnieren («Zapport 1» und «Zapport 2») aus Albit-Amphibolgesteinen. Diese mikrostrukturell unterschiedlichen Faltenstile entsprechen jenen im mesoskopischen Bereich (Fig. 5). Figuren 5B und 22B entsprechen Typ 1 (spitzwinklige, isoklinale Scharniere), Figuren 5C und 22A entsprechen Typ 2 (runde, enge Scharniere). Die Figuren 31A und B zeigen Dünnschliff-Bilder der beiden Falten Typen.

Albit-Porphyroblasten wachsen früh- bis postkinematisch zur Zapport-Faltung. In karbonatreichen Amphibolschiefern scheinen die Albite leicht später zu wachsen (syn- bis post-Zapport) als in karbonatarmen Lithologien (früh- bis syn-Zapport). Die Gefügebeziehungen der Albite deuten wiederum auf eine starke rotationelle Deformation und schnelles Alb-Wachstum (Koexistenz verschiedener penekontemporärer Interferenzmuster $S(i)$ – $S(e)$ in poikiloblastischen Albiten desselben Dünnschliffs). Im Gegensatz zu den Granat-Doppelspiralen der Pelite werden in den Mergeln nicht die (Albit-)Porphyroblasten rotiert, sondern die Matrix um die wachsenden Albite herum (vgl. auch ECKHOUT & KONERT 1983).

In «Schenkellagen» beobachtet man zum Teil die Ausbildung zweier Planare, wahrscheinlich ein Analogon der «c»- und «s»-Flächen von gescherten Metagraniten (BERTHE et al. in SIMPSON & SCHMID 1983) oder von spättektonischen Scherbändern (SIMPSON & SCHMID 1983). Die Plättungsebenen («s»-Flächen) werden durch die Längsachse der Albit-Porphyroblasten (in *ac*-Schnitten) und die 001-Flächen der Hgl gebildet. «C»-Flächen sind mit Chl belegt und bilden feinkörnigere Gebiete, in denen Alb, Hgl und Qtz zusätzlich rekristallisiert. Die Winkel zwischen «s»- und «c»-Flächen liegen im Bereich von 30° (SL 482). Entsprechen diese Flächen wirklich dem Schermodell von BERTHE et al., so entspricht der Winkel $\theta' = 30$ Grad einer Scherverformung von etwa 1 (RAMSAY & GRAHAM 1970).

Die deformationsarmen rekristallisierten Zapport-Quarzgefüge zeigen in Schenkel- wie Scharnierlagen keine kristallographische Einregelung. Hgl rekristallisiert vollständig (Fig. 31A/B) und zeigt sehr starke KBB-Migration.

S_z sowie die Zapport-Porphyroblasten werden während der *Leis-Phase* deformiert. Figur 31C zeigt ein mikroskopisches Faltenprofil der *Leis*-Generation. In offenen *Leis*-Falten bleiben die Hgl oft intrakristallin deformiert (undulös verbogen), in engen Kleinfältelungen rekristallisiert Hgl vollständig. Alb-Porphyroblasten der Zapport-Phase werden als relativ kompetente Körper passiv rotiert, zeigen wenig interne Verformung (Albit-Zwillingung) und bilden zum Teil epitaxiale Anwachs-



Fig. 19

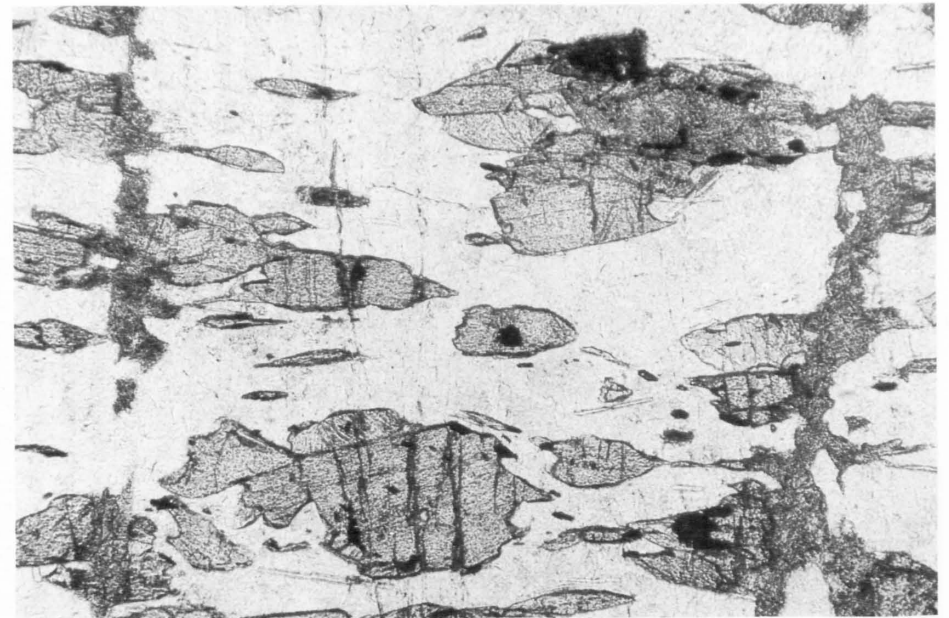


Fig. 20

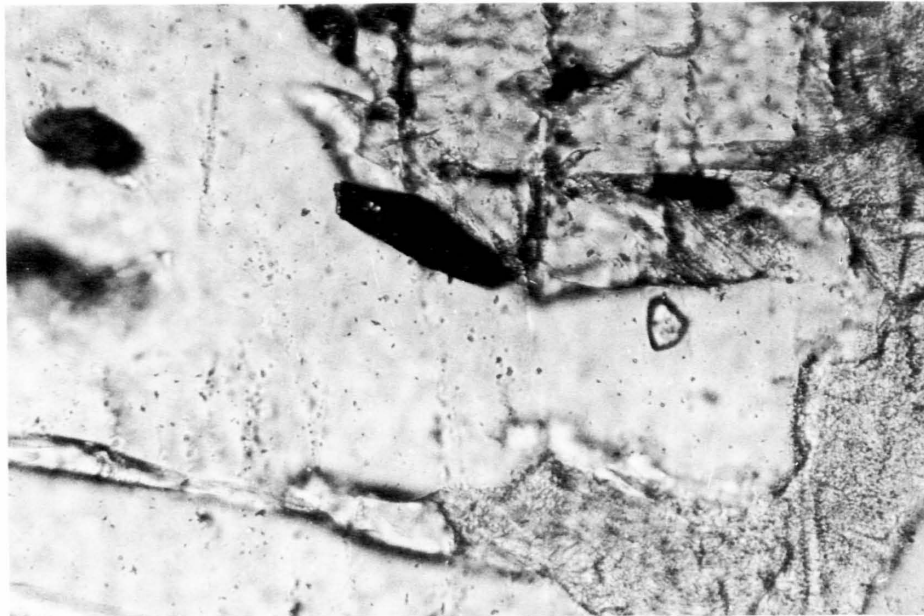


Fig. 21

Fig. 19: Dünnschliff SL445, N+, Bildbreite: 1.7 mm. Metamergel mit kaum polygonalisiertem Carassino-Scharnier aus undulös gekrümmten Hellglimmern. Knickband nur in Gebieten grosser Krümmung ausgebildet und kaum gezahnt. Quarz ist rekristallisiert und von Böhmschen Lamellen durchzogen (vgl. mit Fig. 17).

Fig. 20: Dünnschliff SL486 (gebänderter Glimmerschiefer mit cm-breiten Pelit- und Mergellagen), N-, Bildbreite: 1.7 mm. Pelitische Lage mit weitständigen vertikalen Mikrorissen, welche Chloritoid-Porphyroblasten (Ctd₃ in Tab. 2) und Quarz durchschlagen. Die Risse sind mit feinkörnigem Karbonat ± Chlorit gefüllt und stehen senkrecht zur Hauptschieferung (horizontal).

Fig. 21: Detail aus Figur 20 (rechte Bildseite), Bildbreite: 0.2 mm. Karbonat migriert in Quarz-Chloritoid-Matrix, Böhmsche Lamellen in Quarz parallel der Mikrorisse.

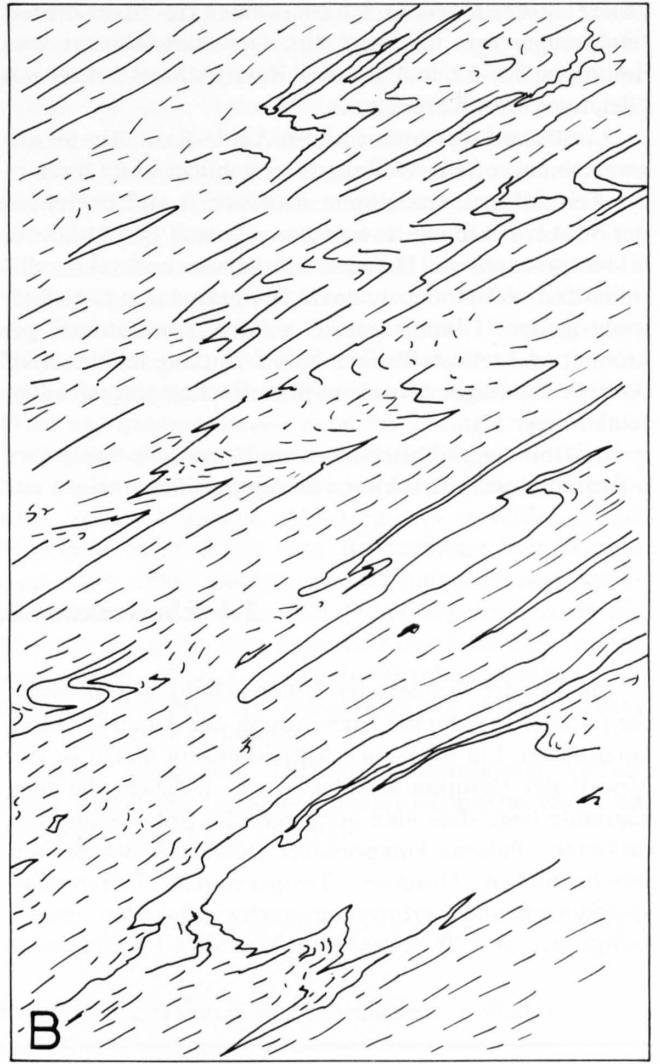
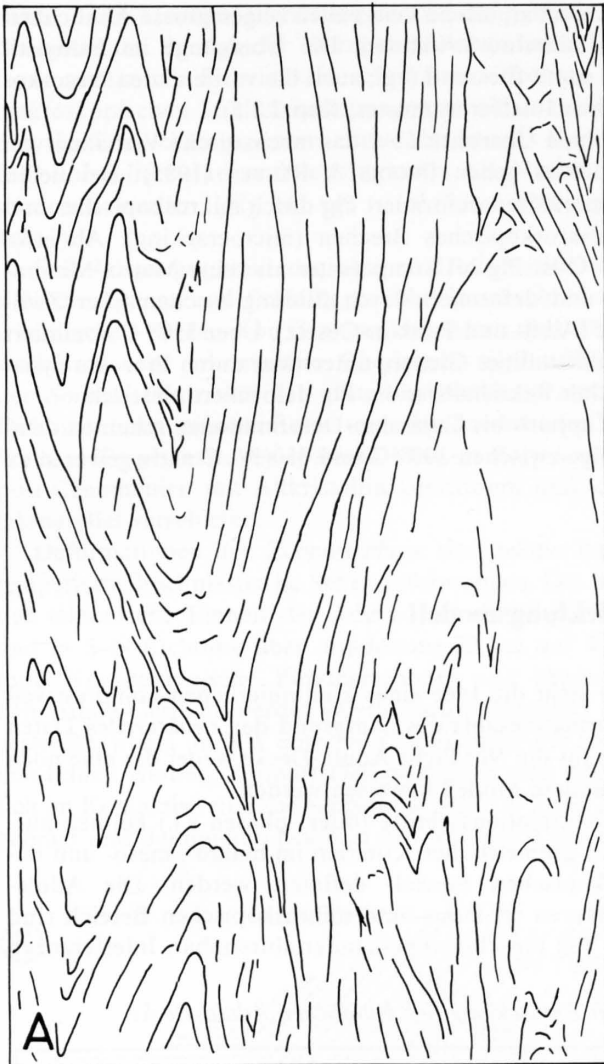


Fig. 22: Mikroskopische Faltenprofile der Zapport-Phase. Mineralogie und Mineralchemie der entsprechenden Proben in Kapitel 3.1 und 3.2. Die Figuren 22A und 22B entsprechen jeweils dem Bild des gesamten Sondenschliffs (Bildhöhe: 4 mm).

(A) Runde Zapport-Scharniere der Probe SL 563 (Zapport-Falten Typ 2, vgl. Fig. 5C).

(B) Spitzwinklige, stark gestreckte Zapport-Scharniere der Probe SL 451 (Zapport-Falten Typ 1, vgl. Fig. 5B).

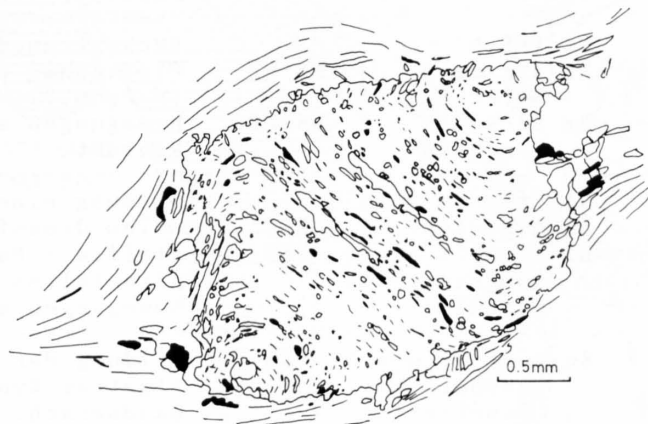


Fig. 23: Skizze nach Dünnschliff SL 622; *ac*-Schnitt durch Albit-Amphibolschiefer mit synkinematischem Einschlussmuster in Albit-Porphyroblast. Albit überwächst die rotierende externe Schieferung, ohne selbst zu rotieren. Dies führt zu anderen Einschluss-Geometrien und Schervergengen als in den klassischen Granat-Doppelspiralen.

säume. Insbesondere in Scharnierzonen (re-?)kristallisiert feinkörniger (um 0.4 mm) Alb; Qtz rekristallisiert wiederum zu 0.1–0.2 mm grossen Rekristallisationskörnern mit Gleichgewichts-Korngrenzen.

Carassino-Strukturen sind im Adula-Kristallin im allgemeinen als offene Wellungen ausgebildet und führen in syn-Leis-Albit zu undulösem Auslöschen und beginnender Subkorn-Bildung. Etwa 0.8 mm grosse Qtz-Altkörner bilden prismatische Deformationsbänder und rekristallisieren fast vollständig zu einem äquigranularen Gleichgewichtsgefüge. Glimmerpakete werden konzentrisch gekrümmt und rekristallisieren kaum. Entlang lokaler KBB oder weitständiger Carassino-Scherflächen sprosst selten feinkörniger Hgl.

In Albit-Amphibolschiefern sind enge Leis-Scharniere mikrostrukturell oft schwer von Zapport-Scharnieren un-

terscheidbar, offene Leis-Falten zeigen grosse Ähnlichkeit mit Carassino-Strukturen. Die Übergänge im Faltenstil sind somit fließend (vgl. auch die variierenden mesoskopischen Interferenzmuster, Kap.2.2.5).

Einen Überblick über das mechanische Verhalten von Plagioklas geben BRODIE & RUTTER (1985): Bei tiefen Temperaturen deformiert Plg durch mikroskopisches und submikroskopisches Brechen (microcracking). Ab etwa 300° C ist Plg oft kompetenter als seine Matrix-Mineralien und deformiert durch Bildung mechanischer Zwillinge (Albit- und Periklin-Gesetz). Über 550° C dominiert intrakristallines Gleiten, unterstützt durch Prozesse dynamischer Rekristallisation. Plg deformiert plastisch.

Zapport- bis Carassino-Deformationen scheinen demzufolge zwischen 300° C und 550(?)° C aktiv gewesen zu sein.

2.4 Ein strukturelles Entwicklungsmodell

Ein Ziel der vorliegenden Untersuchung besteht darin, die (alpine) strukturelle Entwicklung der Adula-Gesteine aufzuzeigen. Ein mögliches Arbeitskonzept hierzu ist das Modell der Deformationsphasen s.s., welchem die Idee zugrunde liegt, dass eine orogenetische Entwicklung aus diskreten «Pulsen» kompressiver Deformationen bei unterschiedlichen Drucken, Temperaturen, Differentialspannungen und Verformungsgeschwindigkeiten zusammengesetzt ist (z.B. RAMSAY 1967, p.519). Im Gegensatz

dazu steht die Idee eines kontinuierlichen kompressiven Deformationsablaufes. Aufgrund der *strukturellen* Daten kann für die Nördliche Adula-Decke weder das eine noch das andere Modell bewiesen werden.

Deformationsschritte (oder -phasen s.l.) können aufgrund geometrischer Kriterien im makro-, meso- und mikroskopischen Bereich definiert werden. Die Adula-Strukturen im meso- und mikroskopischen Bereich sind zum Teil unsicher voneinander abtrennbar, Interferenzen

Tabelle 1: Schematische Zusammenfassung der strukturellen Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke

VERMUTETES ALTER	DEFORMATIONS-PHASE	STRUKTURELEMENTE	ACHSEN-AZIMUT	REGIONALE BEDEUTUNG
Spät-Herzynisch		magmatisch		Granitintrusionen in versch. tekt. Niveaus
Post-Cenomanien	Sorreda	Ss (im N z.T. fehlend) (Ls?)	? ?	Verschuppung von sialischer Oberkruste und Mesozoika des Walliser Troges (Misozer-Z.)
Oberkreide-Untereoz.(?)	Zapport	Sz (=S(h)) Lz Aggregat-Streckung Bz isokl. kongruent	NS-WE NS-WE	Deckentransport Platznahme über Simano-D. & (N-Penn.?) Mesozoikum Bewegungen am hangenden Deckenkontakt.
Obereoz.-Unterolig.(?)	Leis	Sl (nur im N & W) Ll Min.-Lin. Bl eng bis isokl. kongruent bis parallel	ENE ENE	Bildung einer liegenden regionalen Grossfalte (Adula-Kristallin = Faltenkern), Parastärfalten im km-Bereich. Bewegungen an der Deckenbasis
Prä-Miozän	Carassino	Sc (nur in den N Bündersch. penetrativ) Bc parasitäre Crenulationen	ENE ENE	Bildung der subv. regionalen Alpettas-Synf. in den nördl. Bündnersch.: N-vergente Flexur im Stirnbereich des Adula-Kristallins
Vergleiche syntektonische Metamorphose-Bedingungen in Kapitel 3.5 und Bemerkungen zur Altersangabe in Kapitel 2.4.				

haben unter Umständen nur lokalen Charakter. Die für den gesamten Bereich der Nördlichen Adula-Decke geltende strukturelle Entwicklung scheint am sichersten aus makroskopischen Strukturbeziehungen ableitbar zu sein: den vier Entwicklungsphasen, die zu Beginn des Kapitels 2.2.1 formuliert sind und im folgenden als Modell beschrieben werden (Fig. 24, vgl. auch Löw 1985a und Tab. 1).

Das Ausgangsgestein der alpinen Deformation sind sialische Gneise und Schiefer, welche in verschiedenen tektonischen Niveaus von Graniten durchsetzt sind. Diese strukturell sehr inhomogene Oberkruste wird während der *Sorreda-Phase* von den ersten erkennbaren alpinen Deformationen erfasst: Trias und Bündnerschiefer des Walliser Troges bzw. der späteren Misoxer Zone werden post-Cénomani mit Altkristallin verschuppt und kontaktparallel verschiefert.

Deformationen der *Zapport-Phase* sind relativ hochtemperierte, hochplastische Scherverformungen. Die heutige tektonische Einheit der Adula-Decke wird gebildet und in S-N-Richtung über mindestens 50 km auf Trias (und Nordpenninische Bündnerschiefer s.s.) überschoben. Adula-Gesteine werden intern stark verschiefert und gestreckt, wobei im NW einzelne Granitkörper nur randlich erfasst werden. Zapport-Deformationen sind zusätzlich im Kontaktbereich zur hangenden Misoxer Zone ausgeprägt und dominieren heute in den tektonisch höheren

Partien der Adula-Decke. Sorreda- oder Zapport-Deformationen entsprechen möglicherweise einer tektonisch aktiven Phase im Bereich Oberkreide bis Unterpaleozän, welche sich nach THUM & NABHOLZ (1972) aus stratigraphischen Befunden im Gebiet des Prättigaus ergibt.

Nach der Platznahme dieser Einheiten wird das gesamte Gebäude aus Kristallin und externem Mesozoikum in regionalem Rahmen verfaltet (*Leis-Phase*). Es bildet sich an der Deckenstirn eine liegende Grossfalte mit einer Wellenlänge von zirka 10 km und dem Adula-Kristallin als Faltenkern. Parasitär-Falten erster Ordnung sind Grossstrukturen im 100–1000 m Bereich. Lunschania-Antiform (im nördlich anschliessenden Mesozoikum, PROBST 1980) und möglicherweise auch die Niemet- und Misox-Strukturen (MILNES & PFIFFNER 1980) scheinen mit der Leis-Phase korrelierbar und im Kristallin ein überregionales System liegender «Mega-Falten» zu bilden. Diese Hypothese wird durch eine Beobachtung von Stäuble (pers. Mitt. 1986) gestützt, wonach aufgrund einer systematischen Beobachtung von Faltenvergenzen auch die Misoxer Zone als *eine* liegende Grossfalte beschrieben werden kann. Niemet- (und Leis-?) Strukturen haben nach MILNES & PFIFFNER ein obereozänes bis unteroligozänes Alter (unsichere Datierung).

Neben plastischer, Diffusions-kontrollierter Verformung bilden die Gesteine submikroskopische Risse, an denen ein freies Fluid zirkuliert.

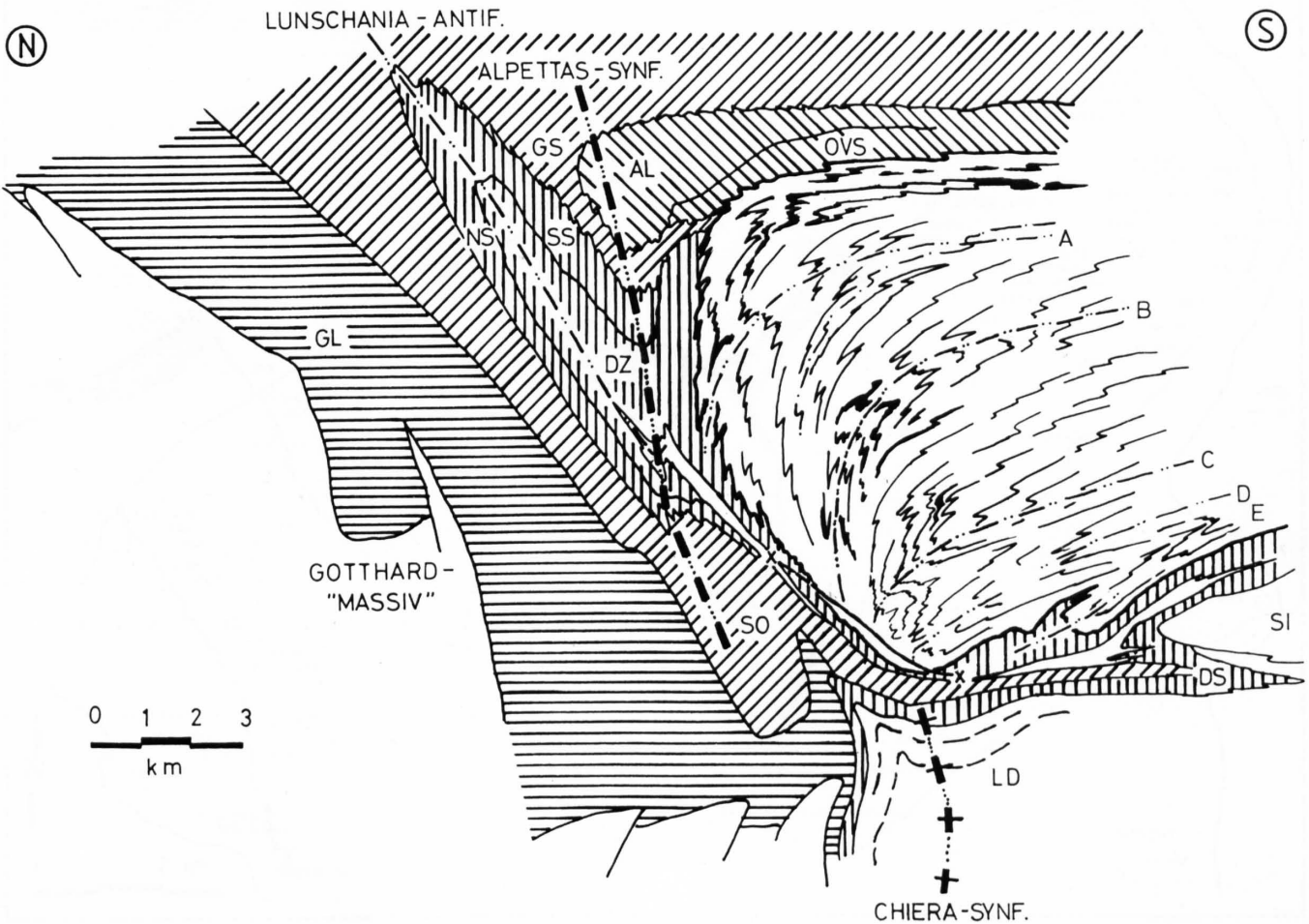


Fig. 24: Schematisches Profil der Nördlichen Adula-Decke und ihres Rahmens. Mesozoikum nach PROBST (1980). Legende und Schraffuren nach Figur 2. A–E sowie die Lunschania-Antiform entsprechen Grossstrukturen der Leis-Phase. Carassino-Flexur im Adula-Kristallin und Alpettas-Synform sind analoge Strukturen. Die Chiera-Synform findet in der Adula keine Fortsetzung mehr.

Die Leis-Falte des Adula-Kristallins wird während der *Carassino-Phase* flexurartig in die nördlich anschließende Alpettas-Synform hinabgebogen. In Gebieten grosser Krümmung entwickeln sich parasitäre Crenulation, im Bereich des Deckenkontaktes Diskordanzen aus mehrheitlich spröden Kakiritzonen. Mikroskopische wie mesoskopische Bruchbildung erlaubt wiederum die Zirkulation eines Fluids, welches nicht in lokalem Gleichgewicht zu sein scheint (vgl. auch Kap.3.4). Deformationstemperaturen dieser Phase liegen aufgrund mikrostruktureller Befunde über 300° C. Dies impliziert möglicherweise ein minimales Alter dieser Deformationen von 23 my (vgl. Kap.1.2.3).

Die westlich des Untersuchungsgebietes dominierende (post-Alpettas-) *Chiera*-Rückfaltung findet im Adula-Kristallin keine Fortsetzung.

Generell lässt sich beobachten, dass im Raum des östlichen Lepontins gegen Westen (d.h. tektonisch tieferes Niveau) zunehmend jüngere Deformationen dominieren. So haben die Deformationen (und Bewegungen!) am hangenden Deckenkontakt der Adula Zapport-Alter, jene an der Deckenbasis mehrheitlich Leis-Alter und überprägen stark ältere Entwicklungsstadien.

Das grosstektonische Entwicklungsmodell der Bündnerschiefer des östlichen Lepontins von PROBST (1980) zeigt eine erstaunliche Übereinstimmung mit den vorliegenden Daten (vgl. Kap.2.1.2): zwei Phasen frühalpiner Überschiebungen der externen Sedimente entsprechen möglicherweise der Sorreda- und Zapport-Phase; Leis- wie Carassino-Deformationen können im Feld direkt mit Lunschania- und Alpettas-Strukturen der nördlich anschliessenden Bündnerschiefer korreliert werden.

3. Die metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke

Die Kapitel 3.1 bis 3.4 beschreiben die zeitliche Metamorphose-Entwicklung der Glimmerschiefer zwischen Vals und Zerfreila – eines Gebietes, in dem regionale Metamorphose-Unterschiede vernachlässigbar sind (vgl. Kap.1.2.2). In Kapitel 3.5 wird die Metamorphose-Geschichte der nordöstlichen Adula-Decke mit kritischen Proben der gesamten Nördlichen Adula verglichen und qualitativ auf das gesamte Untersuchungsgebiet übertragen.

Alle im folgenden beschriebenen Proben wurden optisch und röntgen-diffraktometrisch untersucht. Einzige Ausnahme bilden die Proben Ad44 und Ad45, deren Mineralogie von HEINRICH (1983) übernommen wurde. An sechs Proben (Kap.3.2.1) wurden Mikrosonden-Untersuchungen durchgeführt. Par-führende Dünnschliffe wur-

den nach der Methode von LADURON (1971) gefärbt. Die Aufschluss-Lokalitäten aller im folgenden erwähnten Proben sind aus Anhang C und Figur 25 ersichtlich.

Die thermodynamischen Berechnungen des Kapitels 3 beruhen im wesentlichen auf den Thermodaten von HELGESON et al. (1978). Diese Datenbank wurde durch zwei Pelit-Phasen ergänzt, deren Quellen im Anhang B erläutert sind. Die Berechnungen erfolgten mit einer Version des Programms SUPCRT (vgl. Anhang B).

Die Metamorphose-Geschichte der NE Adula-Decke wird im folgenden durch drei (im wesentlichen unabhängige) Ansätze nachgezeichnet: Der paragenetischen Entwicklung (Kap.3.1), der mineralchemischen Entwicklung (Kap.3.2) und der Thermobarometrie kritischer Proben (Kap.3.3).

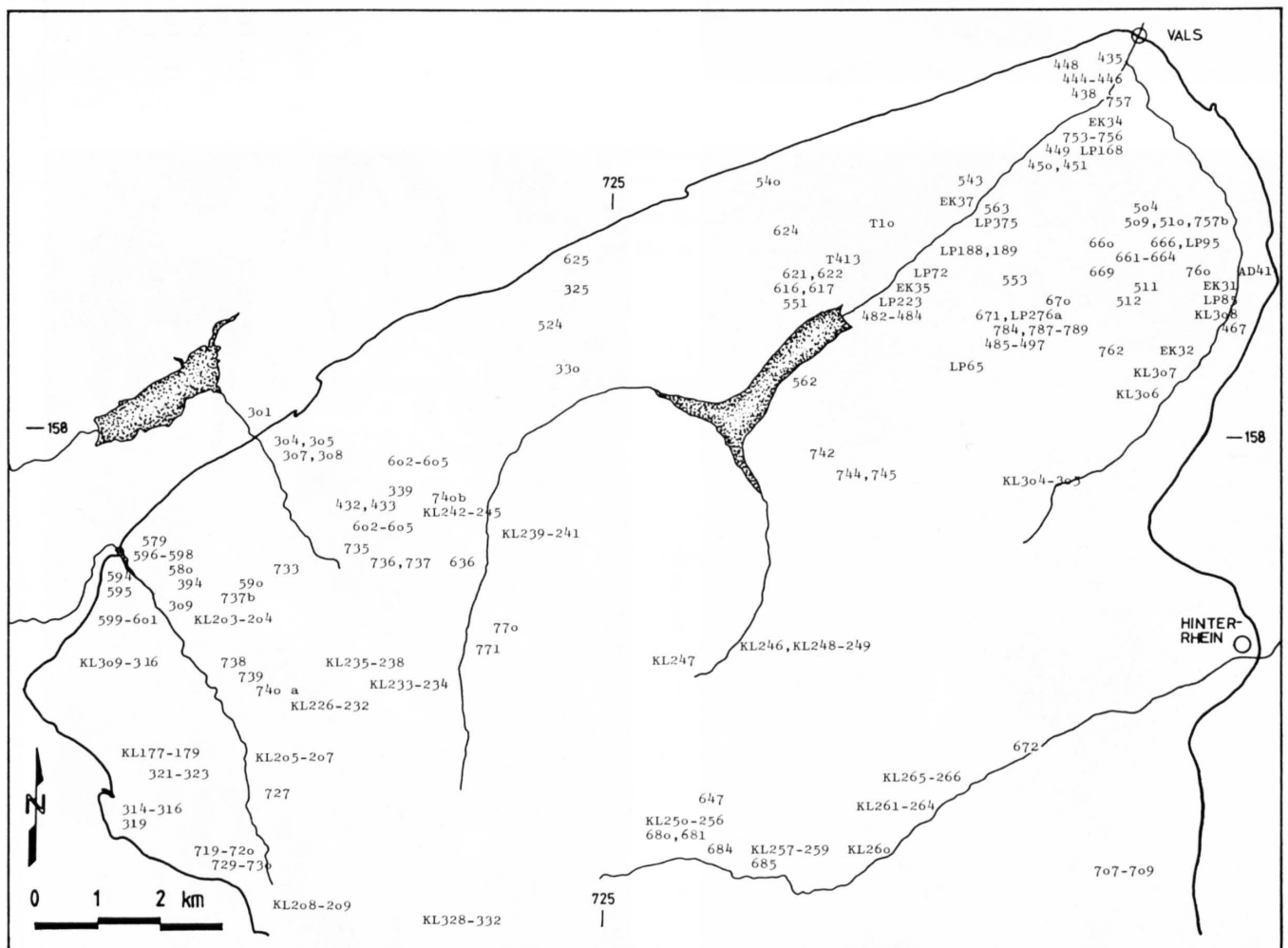


Fig. 25: Fundortkarte von Glimmerschiefer-Proben der Nördlichen Adula-Decke. Handstückbezeichnung: Ohne Buchstaben = diese Arbeit, LP = VAN DER PLAS 1959, EK = KOCH 1982, T = VAN DER PLAS 1959, KL = KLEIN 1976, AD = HEINRICH 1982. Genaue Aufschluss-Koordinaten aller in dieser Arbeit erwähnten Proben findet man in Anhang C.

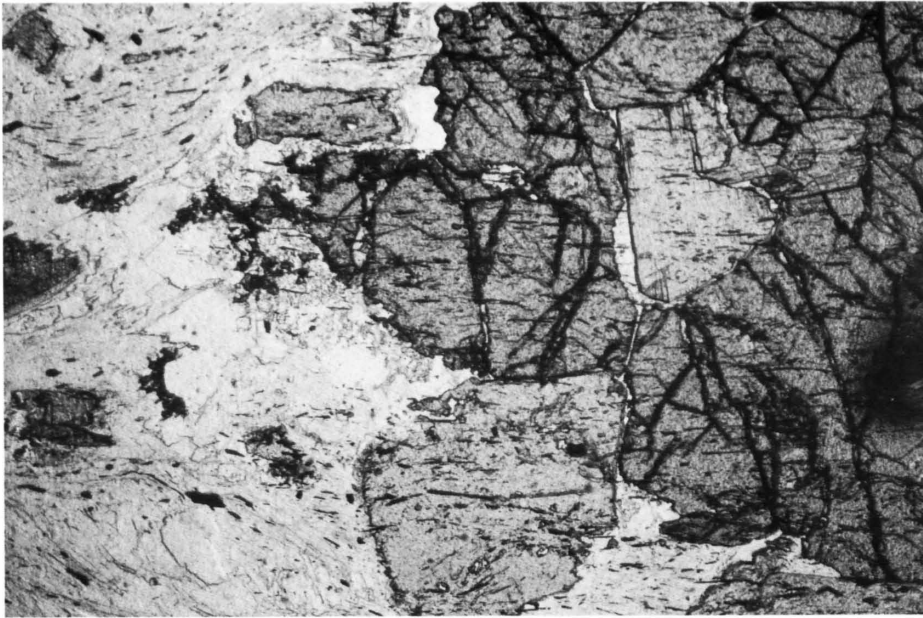


Fig. 26 A

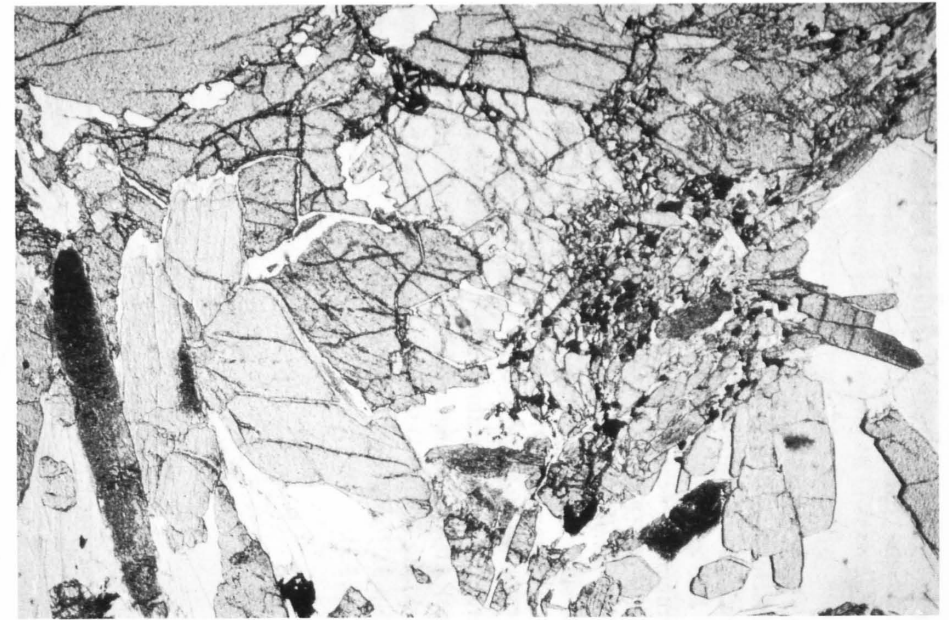


Fig. 26 B

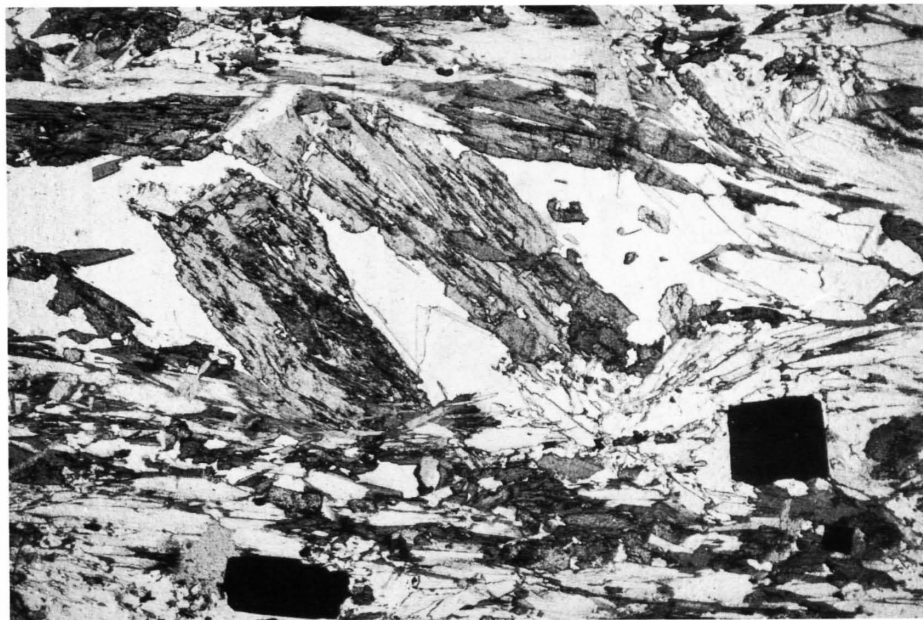


Fig. 26 C

Fig. 26: Typische Beispiele von mikrostrukturellen Gefügen, die zur Bestimmung der paragenetischen Entwicklung verwendet wurden.

- (A) Dünnschliff SL491, N–, Bildbreite: 3.2 mm. Metapelite mit Poikiloblasten aus Granat und Disthen, die eine ältere (intern horizontale) Schieferung aus feinkörnigen Mineralphasen überwachen: *Überwachungsgefüge mit interner Schieferung*.
- (B) Dünnschliff SL496, N–, Bildbreite: 3.2 mm. Metamergel mit Porphyroblasten des Druckhöhepunktes (Granat, Zoisit, Disthen) und eindeutigen *Reaktionssäumen* aus Quarz \pm Calcit.
- (C) Dünnschliff SL482, N+, Bildbreite: 3.2 mm. Albit-Amphibolschiefer mit *Ersatz* von alten barroisitischen Amphibolen (Amp_2) durch neue, kleinere Barroisite (Amp_3) und Biotit in Zapport-Scharnier.

3.1 Die paragenetische Entwicklung der Glimmerschiefer von Vals

Die Glimmerschiefer von Vals können aufgrund ihrer Mineralogie in drei chemisch verschiedene Gruppen unterteilt werden: *Pelite* (Ca-Phasen nur als Akzessorium), *Mergel* (Ca-Phasen als Haupt- oder Nebengemengteil) und *Albit-Amphibolschiefer* (Na-Phasen Albit und Amphibol als Haupt- oder Nebengemengteil).

Die Albit-Amphibolschiefer entsprechen von ihrem Chemismus her basischen Gesteinen. Sie sind aber aufgrund ihres hohen Glimmergehaltes sehr Al-reich und entsprechen nicht der Gesamtchemie der Eklogite oder Granat-Amphibolite von Vals. Die Probeneinteilung in obige chemische Gruppen ist mit Ausnahme der Proben SL 669, SL 744 und T 413 eindeutig.

Von Peliten und Mergeln liegen sowohl prä-mesozoische wie mesozoische (stets mit einem opaken Pigment: Graphit) Gesteine vor. Alle diskutierten Albit-Amphibolschiefer sind prä-mesozoischen Alters.

Die in diesem Kapitel beschriebenen paragenetischen Altersbeziehungen basieren hauptsächlich auf Poikiloblasten mit interner Planarstruktur *S(i)* und/oder klaren Reaktionstexturen (vgl. Fig. 26 mit Erläuterungen). Überwachungs- und Verdrängungsgefüge ohne Poikiloblasten mit Internstruktur sind oft mehrdeutig (MISCH 1971, SHELLEY 1972, FERGUSON & HARTE 1975, OLESEN 1978) und wurden im allgemeinen nicht als Alterskriterium verwendet.

Detaillierte Gefügebeschreibungen enthalten die Kapitel 2.3 und 3.2.1.

Aufgrund obiger Kriterien wurden alle Mineralphasen der untersuchten Proben mit den beobachteten Mikrostrukturen korreliert und tabellarisch in den Tabellen 3 bis 5 zusammengefasst. Strukturell unterscheidbare Wachstumsgenerationen derselben Mineralart sind durch Nummern gekennzeichnet.

Die Mineral-Assoziation einer speziellen Deformations- oder Metamorphose-Phase (z. B. «Zapport») entspricht den textuell stabil koexistierenden Phasen während dieses Stadiums (z. B. Fig. 31A/B). Wie in Kapitel 3.2 gezeigt wird, entsprechen aber nicht alle textuellen Gleichgewichte auch chemischen Gleichgewichten. Zudem sind die vorliegenden Deformationsphasen nicht Ereignisse bei konstantem *P* und *T* (Kap. 3.2 und 3.3), und verschiedene, strukturell äquivalente Paragenesen sind zum Teil während verschiedenen *P-T*-Bedingungen gebildet worden.

Tabelle 2 zeigt schematisch die zeitlichen Beziehungen verschiedener niedrigvarianter Paragenesen und korreliert die Entwicklung der verschiedenen Schiefertypen. Diskontinuierliche Mineralreaktionen mit Nukleation neuer Porphyroblasten sind durch Pfeile markiert.

Tabelle 2 gibt einen ersten Vergleich der strukturellen

Tabelle 2: Niedervariante Paragenesen der Glimmerschiefer zwischen Vals und Zerfreila

<p style="text-align: center;">" --> ": Diskontinuierliche Reaktion Alle Paragenesen mit Qtz und Phe im Überschuss.</p>			
HP - KLIMAX		LEPONTISCH	
--S O R R E D A-----?	(-----)	-----Z A P P O R T-----	-----L E I S-----

<i>PELITE</i>			
-----	--> Gar-Sta-Kya-Par-Epi	--> Chl-Par-Dol/Clc	
Ctd1-Gar-Epi	--> Gar-Kya-Ctd2-Par-Epi		--> Ctd3
Ctd1-Par-(Kya?)	--> Gar-Kya-Ctd2-Par-Crb	(Gar-Kya-Ctd2-Par+Crb)+Chl2	--> Chl-Epi
Ctd1-Par-(Chl1?)	--> Gar-Kya-Chl-Tlc-Epi-Dol	(--> Bio-Par)	
=====			
<i>MERGEL</i>			
-----	--> Kya-Zoi-Ctd2-Gar1-Clc-Par	Zoi --> Clc	--> (Mar-Clc-Clz-Chl-Plg)
Kya-Clz-Ctd1-Par-(Gar?)		(Kya-Epi-Ctd2-Gar2-Clc-Par)	--> (Mar-Clc-Chl-Par)
Epi-Ctd1-Clc-(Gar1?)		--> Chl-Clz-Clc-(Gar?)	--> Ctd3-Chl-Clz-Clc-Par
		--> Bio-Clz-Clc-(Chl?)	
		(--> Tre-Dol-Clc-Chl)	
=====			
<i>Albit-Amphibol-Schiefer</i>			
-----		--> Gar2-Amp3-Par-Alb2-Chl-Bio-Epi	--> Chl-Alb3-Clc-Par-Gar-(Clz?)
Ctd1-Gar-Clz-(Chl?-Bio?)	--> Gar1-Amp2-(Ctd2?-Clz?)	Rut --> Tit	--> Chl-Alb3-Clz-Amp4-Clc-(Gar)
Gar-Amp1(-Bio1?)	--> Gar2-Amp2-Par-Alb2-Chl-Clz		
=====			

Tabelle 3: Detaillierte paragenetische Entwicklung der Metapelite aufgrund textueller Kriterien

DIE PARAGENETISCHE ENTWICKLUNG DER META-PELITE

Alle Paragenesen führen zusätzlich Qtz und Phe.

Bez.	SL 445	SL 486	SL 486	SL 487	SL 491	SL 492	SL 551	SL 552	SL 669	SL 744	SL 745	SL 784	SL 788	SL 789	T 10	T 413	A45 91	A44 914	A44 915	A45 26
Alter	PM	M	M	M	M	M	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	PM	M	M	PM
=====																				
Kya1		?		?	?															
Ctd1		X		X	X	X	X								X	X				
Chl1														?	?					
Gar							X									X				
Bio																X?				

Par1		X		?	X	X									X					
Epi				X	X		X									X				
Crb							X													
Tit																				
Rut		X		X	X		X					X		X		X				
oP					X	X						X								
=====																				
Kya2		X		X	X	X		X				X					X		X	X
Ctd2		X		X	X	X		X				X	?	X	X	?		X	X	
Chl2														?			X			
Gar		X		X	X	X		X				X	X	X	X	X	X	X	X	X
Tlc																	X			
Sta		X			X			X					X	X						

Par2		X		X	X	X									X			X	X	
Epi2					X											X	X			
Crb2				X		X											D	D		
Rut		X		X		X		X				X	X	X	X		X	X	X	X
oP					X	X						X	X	X						
Tur		X		X		X		X										X	P	
Erz1																				
Amp																	X			
=====																				
Kya2		X		X	X										X					
Ctd2		X	X	X	X		?								X	X				
Chl3				X			X								X	X	X			
Gar		X	X	X	X		X								X	X				
Bio2																	X	(X)		

Par3		X	X	X	X		X								X		(X)			
Epi2		X			X										X	X				
Crb3			D	X	D		X													
Rut		X	X	X											X					
oP					X															
Tur		X		X																
Erz																				
Alb1																		(P)		
=====																				
Ctd3	X				X			X		X	X	X	X	X				X	X	X
Chl4	X				X			X	X	X	X	X	X	X		X		X	X	X

Par4	X				X			X				X	X	X				X	X	
Epi3									X							X				
Crb4	X				D															
Rut										X	X	X	X	X				X	X	X
oP					X					X	X	X	X	X						
Tur										X		X						X		
Erz2										I		H				H		P	P	
Alb2										X	X					X				
=====																				

S O R R E D A

H P - K L I M A X

Z A P P O R T

L E I S /
C A R A S S I N O

Alle Paragenesen mit Qtz und Phe im Überschuss. Alterszuordnung (lithostratigraphisch und petrographisch):
PM (prämesozoisch), M (mesozoisch). Mineralabkürzungen nach Anhang A sowie: C (calcit), D (Dolomit), H (Hämatit), I (Ilmenit), P (Pyrit +/- Pyrrhotin), Z/M (Zirkon oder Monazit), S (Sulfid), oP (opakes Pigment: Graphit s.l.),

und metamorphen Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke: Die Porphyroblasten des Druckhöhepunktes («HP-Klimax») postdatieren die Sorreda-Strukturen und sind im allgemeinen älter als die Zapport-Deformationen. In wenigen Zapport-Scharnieren und S_2 -Flächen scheinen jedoch auch Klimax-Paragenesen stabil zu sein. Lepontische Paragenesen («Ctd₃» in Peliten?) sind spät- bis post-Leis stabil. Mesozoische wie prä-mesozoische Proben zeigen die gleiche paragenetische Entwicklung. Die alpine Metamorphose schliesst somit ein Hochdruck-Ereignis mit ein (vgl. Kap. 1.2.2).

3.1.1 Metapelite

Die im folgenden diskutierten Paragenesen sind in den Tabellen 2 und 3 aufgeführt.

Gesteinsbildende Pelite des Untersuchungsgebietes sind stets relativ Fe-reich (vgl. z. B. Paragenesen der Tab. 3 und Fig. 32). Die Mg-reiche Tlc-Paragenese der Probe Ad 45–91 bildet ein dm-dünnes Pelit-Band innerhalb eines

mafischen Boudins und wurde aus HEINRICH (1983) übernommen.

Die in Kapitel 2.3.1 erwähnten Einschlüsse in Granat, welche der *Sorreda-Phase* zugeordnet werden, bestehen in Fe-reichen Peliten aus Ctd, Epi, \pm Kya, Chl. Die ein internes S abbildenden Chloritoide lassen sich mikrostrukturell wie chemisch (Kap. 3.2) klar von späteren Ctd-Generationen unterscheiden und werden im folgenden gemäss der oben erwähnten Regel als Ctd₁ bezeichnet.

Die die reliktsch erhaltene Sorreda-Schieferung abbildenden Mineralphasen werden durch eine Generation grobkörniger Porphyroblasten überwachsen (vgl. Fig. 26A). Diese bilden in Fe-reichen Peliten die Paragenesen Gar-Sta-Kya und Gar-Ctd₂-Kya, in Mg-reichen Peliten (Ad 45–91) die Paragenese Gar-Kya-Chl-Tlc und werden aufgrund paragenetischer Überlegungen (s. unten) dem *Druckhöhepunkt* des alpinen P - T -Weges zugeordnet. Die Paragenese Gar-Sta-Kya scheint aufgrund der beobachteten Gefüge leicht älter zu sein als die Paragenese Gar-Ctd₂-Kya.

Deformationen der *Zapport-Phase* ergreifen im allgemeinen obige Porphyroblasten, führen aber in (Fe-)Peliten kaum zu diskontinuierlichen Mineralreaktionen. Kya bildet prächtige Knickbänder ohne zu retrogradieren, einzige Mineralneubildungen scheinen Chl₂ und Bio zu sein (strukturelle Zuordnung der Bio-Blastese unsicher). Sperrige, zum Teil sternförmige Ctd₃-Aggregate wachsen im allgemeinen über offene *Leis*-Falten hinweg und bilden sich zusammen mit Par \pm Phe auf Kosten von Sta und Kya, sind somit von post-Leis-Alter (Carassino?).

Mineralreaktionen der untersuchten Metapelite werden im System AFMH annähernd vollständig und thermodynamisch korrekt modelliert, da K, Na und Ti jeweils nur in einer Phase (Phe, Par, Rut) auftreten, Ca nur in sehr geringen Mengen vorhanden ist und a_{SiO_2} durch Qtz gepuffert ist. Für die folgenden rein qualitativen Betrachtungen werden f_{O_2} und $a_{\text{H}_2\text{O}}$ als konstant betrachtet.

Ein semiquantitatives petrogenetisches Netz des AFM-Systems mit den Phasen Bio, Crd, Ctd, Kya, Gar, Sta, Qtz, Mus geben HARTE & HUDSON (1979). Eine genaue Lokalisierung im P - T -Raum ist zur Zeit auf Grund ungenauer oder fehlender Thermodaten (insbesondere der Fe-Endglieder) nicht möglich (vgl. z. B. ESSENE 1982); das Netz (Fig. 27) ermöglicht aber dennoch eine qualitative Bestimmung des P - T -Weges der Fe-reichen Pelite (ohne Tlc).

Die Paragenesen des Druckhöhepunktes (Gar-Kya-Ctd₂) sind im Bereich des invarianten Punktes (Bio, Crd) stabil. Die Entwicklung der kritischen Paragenese Gar-Kya-Ctd (Chemographie 2 in Fig. 28) aus der Paragenese Gar-Kya-Sta (Chemographie 1 in Fig. 28) impliziert ein Erreichen des Druckmaximums unter P -prograden oder T -prograden Bedingungen. Die vollständige AFM-Chemographie des Druckhöhepunktes zeigt das Kästchen in Figur 28 (vgl. auch Fig. 3.15 in HEINRICH 1983).

Da sich während der Zapport-Phase in (Fe-)Peliten kaum diskontinuierliche Mineralreaktionen beobachten lassen, scheint der P - T -Verlauf im wesentlichen den univarianten (\pm isothermen, Fig. 27) Reaktionskurven parallel zu verlaufen. Ctd und Bio zeigen im Modellsystem ein

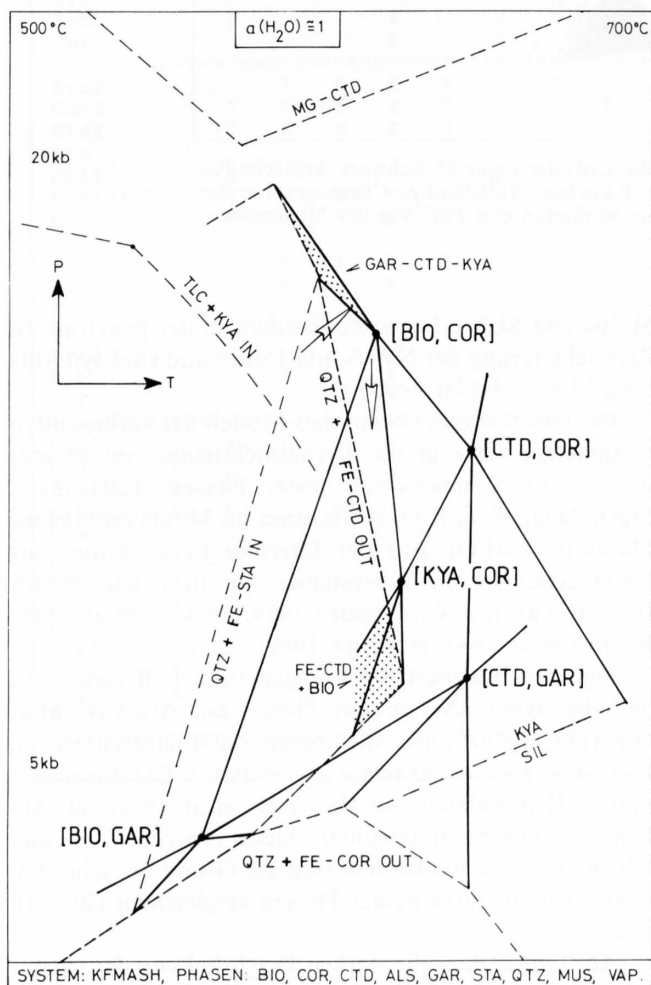


Fig. 27: Petrogenetisches Netz der Phasen Bio, Crd, Ctd, Kya, Gar, Sta, Qtz, Mus und Vap im System KFMASH nach HARTE & HUDSON (1979), ergänzt durch die Stabilitäten von Tlc + Kya und Mg-Ctd nach Chopin & Schreyer (1983). Gestrichelt: univariante Reaktionen im Fe- oder Mg-Subsystem. Punktiert: kritische Stabilitätsfelder von Hochdruck- und späten Zapport-Paragenesen. Die Pfeile markieren den P - T -Weg der Metapelite.

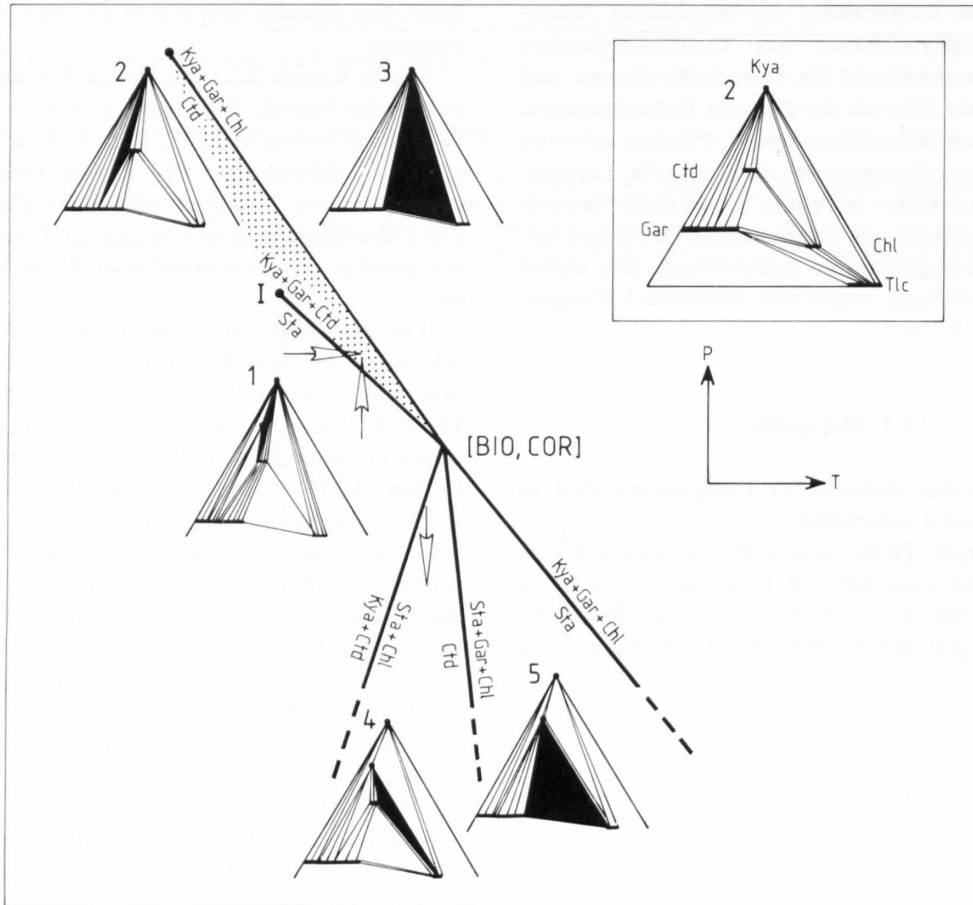


Fig. 28: Chemographie um den invarianten Punkt (Bio, Crd) der Figur 27. Schwarz: kritische Paragenesen im AFM-Dreieck nach THOMPSON (1957). Kästchen: Vollständige Chemographie der Pelite im Bereich des Druckhöhepunktes. Die Pfeile markieren den P - T -Weg der Metapelite.

sehr restriktives Stabilitätsfeld (Fig. 27) bei deutlich tieferen Drucken und ähnlicher Temperatur; Ctd und Bio der Zapport-Phase konnten aber nur in verschiedenen Proben und nicht in Kornkontakt nachgewiesen werden. Aus regionalen Vergleichen (mit KUPFERSCHMID 1977 und TEUTSCH 1982) scheint Ctd₃ den Porphyroblasten der Lepontischen Metamorphose im externen Mesozoikum zu entsprechen.

3.1.2 Metamergel

Die Paragenesen der Metamergel-Proben zeigt Tabelle 4. Proben SL511 und SL512 sind eigentliche massige Marmore und wurden nur auf Grund ihrer Tre-Paragenese aufgeführt; SL304 und SL316 stammen aus dem westlichen Teil der Adula-Decke und sind die einzigen Mar-führenden Proben des Untersuchungsgebietes.

Die *Sorreda*-Paragenesen in Mergeln (Kya-Clz-Ctd₁-Par, Epi-Ctd₁-Clc) sind wiederum helicytische Einschlüsse in Gar, die Paragenesen im Bereich des *Druckhöhepunktes* (Kya-Zoi-Ctd₂-Gar, \pm Clc, Par) wiederum eine Generation grobkörniger Porphyroblasten (vgl. Fig. 26B). Während der *Zapport*- (oder *Leis*-?)-Phase bilden sich um Kya und Zoi Reaktionssäume aus Clc \pm Hgl (Fig. 26B); Kya-Gar-Ctd₂ bleibt im Bereich der Zapport-Deformationen stabil. Die Mar-Paragenesen der Proben

SL304 und SL316 liegen konkordant in der penetrativen *Leis*-Schieferung der NW Adula-Decke und sind syn- (bis post-?)Leis gebildet worden.

Ein vollständiges chemisches Modell der vorliegenden Metamergel verlangt die Berücksichtigung von mindestens sechs Komponenten fester Phasen (CaO, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, K₂O) sowie eines im Minimum binären Fluids (CO₂-H₂O). Aus der Literatur liegen bisher nur Untersuchungen an Subsystemen vor (u.a. CHATTERJEE 1976, HALBACH & CHATTERJEE 1984, PERKINS et al. 1980, BUCHER et al. 1983, HOSCHEK 1980).

Figur 29 illustriert die paragenetischen Beziehungen im Subsystem CASH mit den Phasen Zoi, Als, Law, Mar, Qtz, H₂O, ergänzt durch die oberen Stabilitätsgrenzen von Fe-Ctd + Kya + Qtz sowie Zoi + Par + Qtz (berechnet mittels Thermodaten von HELGESON et al. 1978, vgl. Anhang B). Die Stabilitätsunterschiede zwischen Zoi- und Clz-involvierten Reaktionen sind auf Grund der sehr ähnlichen Thermodaten beider Phasen vergleichbar (BUCHER et al. 1983).

Auf Grund der sehr starken Beschränkung des chemischen Systems erscheinen die meisten beobachteten Reaktionen (Tab. 2) nicht in Figur 29. Der Stabilitätsbereich der Hochdruck-Paragenese Zoi-Kya-Ctd-Gar ist in Figur 29 gepunktet dargestellt. Die *Leis*-Paragenese Mar-Clz-Plg entspricht in Figur 29 einer univarianten Reaktionskurve bei deutlich tieferen Drucken.

Tabelle 4: Detaillierte paragenetische Entwicklung der Metamergel aufgrund textueller Kriterien

ZEITLICHE ENTWICKLUNG DER METAMERSEL-PARAGENESEN

Legende: siehe Tabelle 3

Alle Paragenesen führen zustzlich Qtz und Phe.

Bez.	SL 438	SL 444	SL 486	SL 491	SL 493	SL 494	SL 495	SL 496	SL 497	SL 509	SL 510	SL 540	SL 551	SL 616	SL 629	SL 511	SL 512	LP 223	LP 276	SL 304	SL 316
Alter	PM	PM	M	M	M	M	M	M	M	PM	PM	PM	PM	PM	PM	M	M	PM	M	?	M

Kyal				X		X?															
Gar	?			?	?	?		?	?			?	?					X			
Ctdl				X	X	X		X	?			X	X					X			
Bio	?																				
Epi/Clz1	C			E	E	C						C	X					E?			
Crb1	X				X			X	X			X	X								
Par1						X		?													
Rut				X	X	X		X	X			X	X					X			
oP					X	X		X	X												
Erz1					H			X				H?									
Z/M									X				X								
Tur									X												
Kya2				X	X	X	X	X													
Gar1	X	X		X	X	X	X	X	X				X								
Zoi				X	X	X	X	X													
Ctd2				X	X	X	X	?	X												
Epi/Clz2	?			E									C?								
Crb2		X			C	?	C?	X	X				X					C, D			
Par2				X		X		?					?								
Rut		X			X	X	X	X					X								
oP					X	X	X	X													
Erz2		P						X	H?												
Z/M		X			X		X						X								
Tur					X		X						?								
Kya2			?	X	X	X		?													
Gar2		?	X	X	X	?		?	X	X			?					?			
Ctd2		?	X	X	X	X															
Bio														X							
Chl1		X						?					X	?				X			
Epi/Clz3		?		E	?	?				C			C	C				C	E	E	
Crb3		X	C		X	X		X	X	X			X	C				C	C, D	X	
Tre																			X		
Par3		X	X	X	X	X		?		X			X								
Rut			X		X																
Tit																					
oP					X					X								X	X		
Erz3																					
Z/M		?			X													H	P/H		
Tur					X				X	X									X		
Ctd3			X		X														X		
Chl2	X	X		X			X			X	X	X	X	X	X			X	X	X	X
Epi/Clz	E	C								C	X	C	?	C						C	C
Crb4	X	C		D			X			X	X	X	X	X	X			X	X	C	C
Mar										?										X	X
Par4		X								X	X		?		X					X	X
Rut	X													X							X
Tit	X									X	X			X				X			
oP										X	(X)									X	X
Erz4	P/H									P/H	H	P/H	P	P/H				X		P	H
Tur	X									?			X						X		
Plg	X									X											X
Bio																					X

SORREDA

HP-KLIMAX

ZAPPORT

LEIS/
CARASSINO

S O R R E D A

H P - K L I M A X

Z A P P O R T

L E I S /
C A R A S S I N O

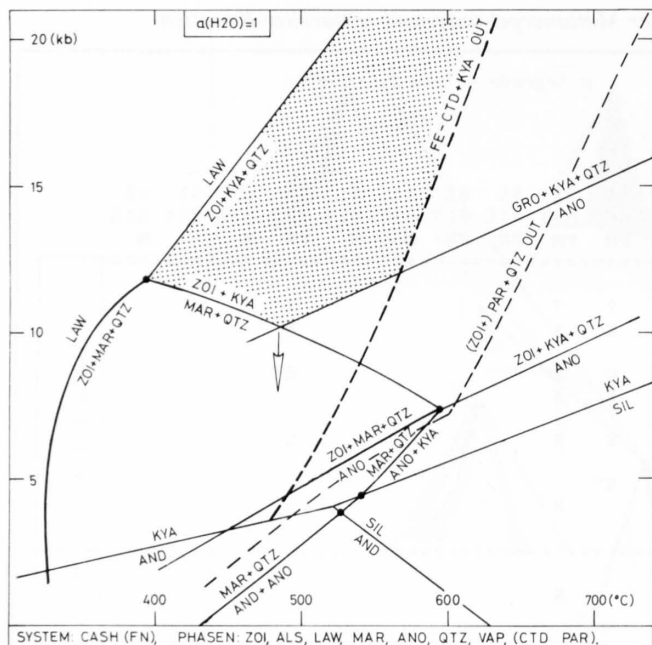


Fig. 29: Petrogenetisches Netz der Phasen Zoi, Als, Law, Mar, Ano, Qtz und Vap im System CASH, berechnet nach Daten von HELGESON et al. (1978). Die Pfeile markieren den P - T -Weg der Metamergel.

3.1.3 Albit-Amphibolschiefer

Die Paragenesen der Albit-Amphibolschiefer zeigt Tabelle 5. Die Proben SL375–EK31 dieser Tabelle führen nur akzessorisches Karbonat, SL435–EK35 enthalten stets ein Karbonatmineral als Hauptgemengteil. Alle Proben sind prä-mesozoischen Alters.

Mittels struktureller Kriterien sind die Paragenesen der *Sorreda*-Phase und des *Druckhöhepunktes* in Alb-Amp-Schiefern schwer unterscheidbar (es existieren kaum helicitytische Porphyroblasten des Druckhöhepunktes). Mineralzuordnungen basieren zum Teil auf mineralchemischen Argumenten (Kap. 3.2).

Amphibole der *Sorreda*-Phase (Amp_1) sind in den vorliegenden Schiefen Glaukophan und Ca-reicher Barroisit, jene des Druckhöhepunktes Barroisit (vgl. auch Kap. 3.2.2). Beide Amphibol-Generationen koexistieren mit Epi/Clz, Phe, Gar, Rut, \pm Krb, Par, Alb, Ctd?. Massige Basite des Druckhöhepunktes enthalten oft auch Glaukophan (HEINRICH 1983, OBERHÄNSLI 1978).

In xenomorphen Hochdruck-Granaten lassen sich stellenweise Biotite beobachten (Tab. 2 und 5, vgl. auch VAN DER PLAS 1959). Inwieweit diese wirklichen Einschlüsse oder späteren Bildungen entsprechen, ist unklar, da die selben Proben optisch identische retrograde Biotite in der Matrix führen.

Im Bereich von *Zapport*- (und *Leis*-)Deformationen beobachtet man stets eine starke Rekristallisation nahezu aller Phasen (z. B. Fig. 31). Die Mineralogie der *Zapport*- und *Leis*-Paragenesen unterscheidet sich jedoch nur gering voneinander. So sind in den gemessenen Proben alle Amphibole dieser Phasen im wesentlichen wiederum Barroisit. Diese koexistieren durchwegs mit Alb, Chl, Epi/Clz, Qtz, Phe, Tit, \pm Krb, Gar, Par, Sulfid, Häm, Bio,

Rut. In den basischen Schiefen ändern im Bereich der *Zapport*- und *Leis*-Phasen insbesondere die Modalbestände: Das Wachstum mm-grosser Alb-Poikiloblasten (z. B. Fig. 23) – auf Kosten des Na-Gehalts der Amphibole (?) – ist augenfällig. Einzige diskontinuierliche Mineralreaktionen sind die Bildung von Bio, \pm Chl, Hgl um bzw. über alte Amphibole (Fig. 26C) und Bio-Säume um Phe. Die Basite reagieren auf die sich ändernden physikalischen Bedingungen somit im wesentlichen durch kontinuierliche Mineralreaktionen.

Das chemische System der Albit-Amphibolschiefer ist sehr komplex und umfasst im Minimum zehn Komponenten (CaO , Fe_2O_3 , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , TiO_2 , Na_2O , H_2O). Die ausgezogenen Linien in Figur 30 entsprechen diskontinuierlichen Reaktionen im Subsystem NMASH (nach TRIBOULET 1977), zusätzlich sind Zoi-Reaktionen eingezeichnet (gestrichelt) und die maximale Glc-Stabilität nach MARESCH (1977) und KOONS (1982). Die experimentell bestimmte Tiefdruck-Stabilität von Glc nach CARMAN & GILBERT (1983) liegt bei 500° C etwa 4 kb höher und wurde in Figur 30 nicht berücksichtigt. Die Beschränkung des chemischen Systems ist wiederum viel zu stark, um die beobachteten Mineralreaktionen darzustellen.

Figur 30 zeigt den Stabilitätsbereich von Glc plus Zoi und Glc plus Par des Druckhöhepunktes sowie die Stabilität von Glc plus Ctd im idealen Endglied-System bei hoher Wasseraktivität. Unterhalb dieser Stabilitätsfelder befindet man sich im Bereich der *Zapport*- und *Leis*-Paragenesen mit $Amp + Chl + Epi/Clz + Alb + Qtz$. Diese Paragenese entspricht den «common mafic schists» von LAIRD (1980) und ist im P - T -Bereich von etwa 2–10 kb/250–600° C stabil (THOMPSON et al. 1982). Ändernde physikalische Bedingungen resultieren hier im wesentlichen nicht in der Bildung neuer Phasen, sondern in kontinuierlichen Austauschreaktionen («exchange reactions») und ändernden Modalbeständen (THOMPSON et al. 1982). Die paragenetischen wie mineralchemischen Daten der Adula-Basite zeigen ein analoges Verhalten.

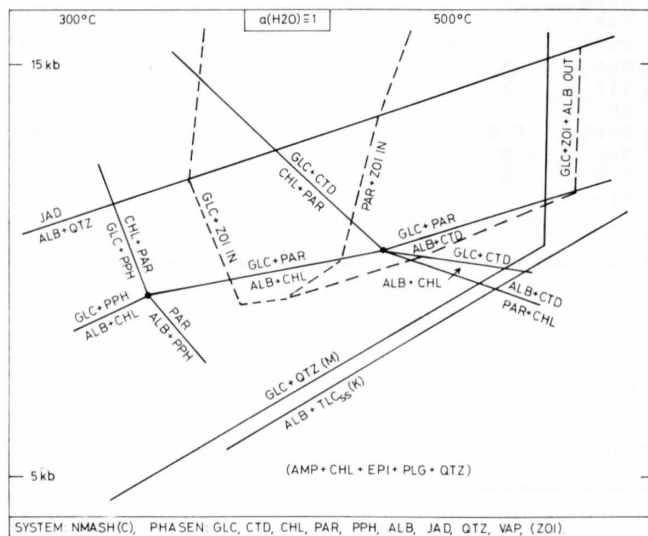


Fig. 30: Phasenbeziehungen von Glc, Ctd, Chl, Par, Pph, Alb, Jad, Qtz und Vap im System NMASH, ergänzt durch Zoi-involvierende Reaktionen nach TRIBOULET (1977). Maximale Glc-Stabilität nach MARESCH (1977, «M») und KOONS (1982, «K»).

ZEITLICHE ENTWICKLUNG DER ALBIT-AMPHIBOL-SCHIEFER-PARAGENESEN

Alle Paragenesen führen zusätzlich Qtz und Phe.

41

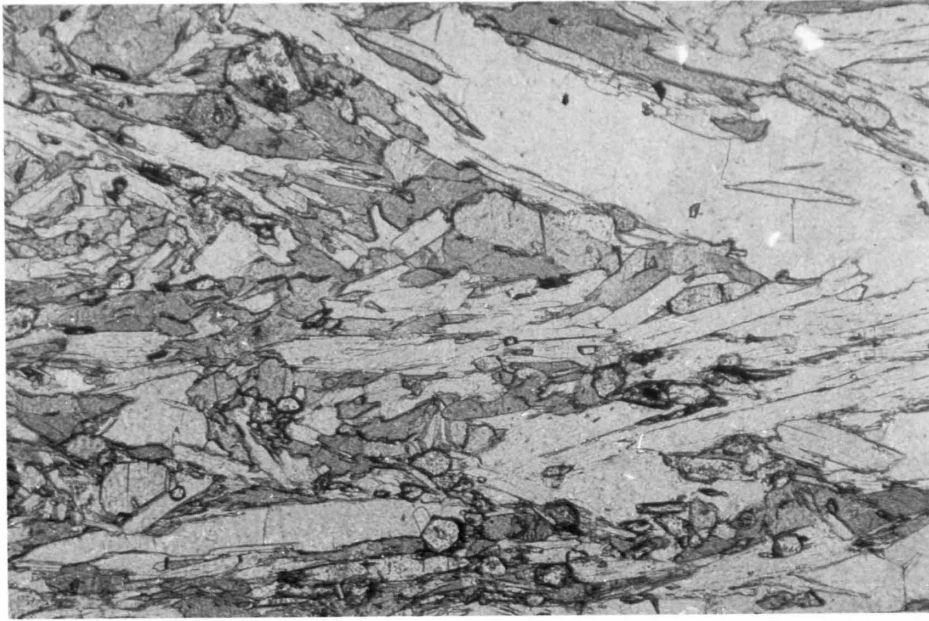


Fig. 31 A

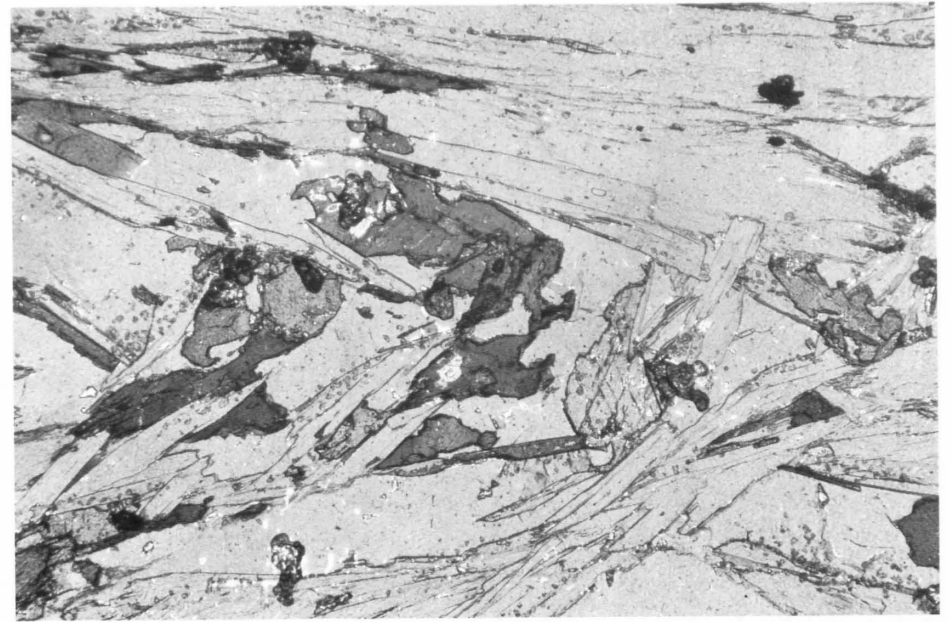


Fig. 31 B

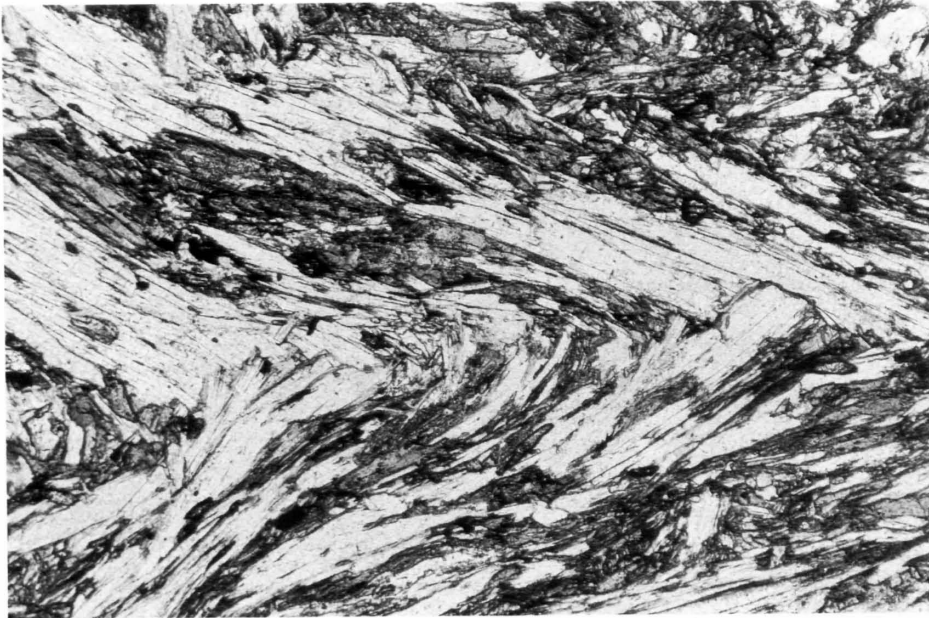


Fig. 31 C

Fig. 31: Mittels RMS untersuchte Proben von Faltenscharnieren in Albit-Amphibolschiefern, N-, Bildbreite aller Figuren: 1.7 mm; beachte die durchwegs starke Hellglimmer-Rekristallisation.

- (A) Dünnschliff SL 451, Zapport-Scharnier vom Typ 1
- (B) Dünnschliff SL 563, Zapport-Scharnier vom Typ 2
- (C) Dünnschliff SL 435, Leis-Scharnier

VAN DER PLAS (1959, p. 565) gruppiert kritische Porphyroblasten der NE Adula-Decke in drei Phasen alpiner Metamorphosen, ohne jedoch eine Unterscheidung verschiedener Gesamtgesteinschemismen vorzunehmen. «Alpine Phase I» von VAN DER PLAS und «HP-Klimax» (Tab.5), wie auch «Alpine Phase II» und «Zapport» (Tab.5) zeigen eine klare Übereinstimmung.

HEINRICH (1983, p. 76) unterscheidet in den Metabasiten von Heinisch Stafel bei Vals eine «Blauschiefer-Paragenese I» (Glc-Omp-Gar-Epi-Phe-Qtz-Tit/Rut) und eine «Grünschiefer-Paragenese II» (Glc-Hbl(Bar?)-Chl-Epi-Qtz-Hgl-Tit-Gar, \pm Bio). Erstere entspricht unseren Paragenesen im Bereich des Druckhöhepunktes, letztere verlangt nicht zwingend Grünschiefer-fazielle Bedingungen und ist mit obigen Zapport- oder Leis-Paragenesen korrelierbar.

3.2 Mineralchemie der Glimmerschiefer von Vals

An sechs Proben der NE Adula-Decke wurden detaillierte Mikrosonden-Untersuchungen durchgeführt. Repräsentative Analysen sind im Anhang D wiedergegeben. Tabelle 6 fasst wesentliche Merkmale dieser Proben zusammen. Paragenetische Informationen sind aus den Tabellen 3–5 ersichtlich.

Die Sondenproben SL491, 552 und 493 enthalten im wesentlichen niedervariante Paragenesen des Druckmaximums, welche unterschiedliche spätere Überprägung aufweisen. Die basischen Proben SL451, 563 und 435 sind Schiffe durch verschiedene Faltenscharniere, in denen stets ein synkinematischer Amphibol (zusammen mit Chl, Alb, Epi/Clz, Qtz) rekristallisiert.

Falten der Probe SL451 sind spitze, stark gestreckte und vollständig isoklinale Zapport-Falten vom Typ 1 (vgl. Kap. 2.3.3 und Fig. 22B, 31A), begleitet von einer parallelen penetrativen Minerallineation aus sehr feinkörnigem Amp und Hgl. Die Scharniere der Probe SL563 sind Zapport-Falten vom Typ 2. Wellenlänge: Amplitude-Verhältnisse sind deutlich grösser (etwa 2:1), die Falten weniger gestreckt und die Scharniere rund (Fig. 22A, 31B). Mesoskopisch lässt sich keine Minerallineation beobachten.

3.1.4 Zusammenfassung

Die (im allgemeinen grobkörnigen) Porphyroblasten des Druckhöhepunktes bilden sich unter *T*- oder *P*-graden Bedingungen und postdatieren die Mineralien der Sorreda-Phase. Die anschliessende Dekompression geht mit Deformationen der Zapport- und Leis-Phase einher und scheint im wesentlichen isothermal zu verlaufen.

Albit-Amphibolschiefer (und Pelite) zeigen während der Druckentlastung kaum diskontinuierliche Mineralreaktionen, rekristallisieren jedoch stark und gleichen sich an die sich ändernden physikalischen Bedingungen durch kontinuierliche Mineralreaktionen an. Metamergel zeigen zwischen Hochdruck- und Leis-Phase mehrere diskontinuierliche Mineralreaktionen.

Die Probe SL435 ist ein *ac*-Schnitt durch Leis-Mikroscharniere, die in dieser Probe Zwischenschenkel-Winkel von etwa 45° aufweisen (Fig. 31C).

Hellglimmerpräparate der Proben SL491, 451, 563 (Separator H. Hänni, Basel) wurden nasschemisch auf ihre Fe³⁺-Gehalte hin untersucht (Fe²⁺-Titration, Fe^{tot} durch Röntgenfluoreszenz-Analyse; W. Stern, Basel). Die Resultate (Tab.7) zeigen sehr hohe Fe³⁺-Werte, die nicht auf eine späte Verwitterung zurückzuführen sind, da diese meso- wie mikroskopisch nicht beobachtbar ist. Die hohen Fe³⁺-Werte der Probe SL563 korrelieren mit deren hohem Hämatit-Gehalt. SL451 und SL491 enthalten kein Fe-Oxyd.

Die Normierung der Sondenanalysen erfolgte aufgrund der hohen bzw. nasschemisch unbestimmten Fe³⁺-Gehalte stets auf kationischer Basis.

Die folgenden Abschnitte geben keine vollständigen mineralchemischen Beschreibungen aller auftretenden Mineralphasen. Die Ausführungen beschränken sich im wesentlichen auf petrogenetisch kritische Austauschreaktionen.

Tabelle 6: Zusammenfassung wichtiger Charakteristika der sechs Mikrosonden-Proben

Proben-Bez.	Gesteins-Typ	Gesteins-Alter	Struktur-Elemente	Mineral-Alter
SL 491	Pelit	mesoz.	Ss, Sz, Bz	HP (Sor-Leis)
SL 552	Pelit	prämesoz.	Ss, Sz	HP (Sor-Leis)
SL 493	Mergel	mesoz.	(Bz)	HP (Zap)
SL 451	Alb-Amp-S.	prämesoz.	Ss?, Sz, Bz	HP (Sor-Zap)
SL 563	Alb-Amp-S.	prämesoz.	Sz, Bz	Zap (HP-Leis)
SL 435	Alb-Amp-S.	prämesoz.	Sz, Sl, Bl	Leis (Sor-Zap)

Tabelle 7: Mineralchemie von Hellglimmer-Präparaten

XRF-Daten und titrimetrisch bestimmte Fe(2+)-Gehalte der Glimmerpräparate von SL 451, SL 491, SL 563. Analysator W. Stern, S. Wüthrich, Basel. Mineralseparation H. Hänni, Basel.

Die relativ hohen CaO-Werte sind auf eine leichte Verunreinigung mit Clz zurückzuführen, beeinflussen aber das Fe(2+)/Fe(3+)-Verhältnis der Hellglimmer nur minimal.

SL	451	491	563
SiO ₂	52.1	48.7	51.3
Al ₂ O ₃	27.2	31.8	25.8
Fe ₂ O ₃	.9	1.1	2.9
FeO	1.3	.7	1.5
MnO	.04	.03	.03
MgO	2.4	1.0	2.4
CaO	.70	.40	.20
Na ₂ O	1.7	4.2	1.3
K ₂ O	8.40	6.15	9.10
TiO ₂	.50	1.00	.70
P ₂ O ₅	.02	.00	.00
H ₂ O	4.5	4.8	4.5
Summe	99.76	99.88	99.73
F	: .2	: .2	: .2
Rb, ppm	445	250	380
Sr	270	355	230
Zr	61	320	105
Ba	1550	715	1800

Strukturformeln auf der Basis von 22 O

Si	iv	6.88	6.42	6.85
Al	iv	1.12	1.58	1.15
Al	vi	3.12	3.36	2.92
Fe+3		.09	.11	.29
Fe+2		.14	.08	.17
Mn		.00	.00	.00
Mg		.47	.20	.48
Ca	alk	.10	.06	.03
Na		.44	1.07	.34
K		1.42	1.03	1.55
Ti	vi	.05	.10	.07
Summe okt		3.88	3.85	3.93
Summe alk		1.95	2.16	1.92
3-Eck, % Alvi..		84.0	92.8	83.4
Fe+2		3.8	2.0	4.3
Mg		12.1	5.1	12.1

Die Hellglimmerpräparate sind Mischungen mit unterschiedlichen Verhältnissen aus Phengit und Paragonit.

3.2.1 Beschreibung der Mikrosonden-Proben

Probe SL552 (Ampervreila) zeigt eine plane Stoffbänderung $S(0)$ im mm-Bereich aus Qtz- bzw. Phe-Gar-Ctd-reichen Lagen sowie eine penetrative Schieferung $S(h)$, die in den glimmerreichen Lagen parallel, in den Quarz-Lagen leicht diskordant zu $S(0)$ verläuft. Aufgrund fehlender Zapport-Falten ist eine sichere Zuordnung von $S(h)$ zu S_1 oder S_2 nicht möglich. Die Hauptschieferung wird von Gar-, Kya-, Sta-, Tur- und Ctd₂-Porphyroblasten durchdrungen und ändert ihre Richtung im Bereich dieser Porphyroblasten kaum. Kya wie Sta sind in unterschiedlichem Ausmass retrogradiert und zeigen Höfe aus Par und feinstrahligem Ctd₃. Chl tritt stellenweise als dünner Saum oder als Spaltenfüllung in Gar auf, z. T. bildet er (zusammen mit Ctd₃) büschelige Aggregate quer zur Hauptschieferung und zeigt anomal blaue Interferenzfarben.

Probe SL491 (Fig. 26A, Hennensädel) zeigt eine erste Schieferung S_1 , welche helicytisch von stark poikiloblastischen Granaten überwachsen wird und in der Matrix durch offene Zapport-Falten verfaltet ist, ohne vollständig transponiert zu werden. Feines opakes Pigment (Graphit) ist dispers in der ganzen Probe verteilt, morphologisch parallel S_1 orientiert und bildet einen ausgezeichneten mikrostrukturellen «Marker». Die S_1 -Schieferung zeigt nur innerhalb der Granate ihre ursprüngliche Mineralogie: oP (opakes Pigment), Ctd₁, Epi, Rut \pm Kya. Granat ist stellenweise diablastisch mit (HP-)Kya und (HP-)Sta verwachsen. Letzterer ist, falls nicht von Gar umwachsen, nur als xenomorphes Relikt erhalten. Kya wird durch die Zapport-Falten stark gekrümmt, aber nicht verglimmert, (HP-)Ctd-Porphyroblasten (Ctd₂) sind deutlich geringer deformiert als Kya. Par, stets deutlich feinkörniger als Phe, tritt in dieser Probe als Bestandteil der Hauptschieferung ($S_2 + S_3$) auf. Ctd₃ bildet wie in SL552 sperrige, deutlich feinkörnigere Leisten. Chl scheint als feine Blättchen mit Zapport-Mineralien zu koexistieren.

Probe SL493 (Hennensädel) ist eine Qtz-reiche knauerartige Probe ohne die typischen Gefügemerkmale der Matrixgesteine. Gar, Kya, Ctd₂ und Zoi bilden ein grobkörniges sperriges Gefüge mit feinen Reaktionssäumen von Clc, Phe und Par um Kya und Zoi (vergleichbar mit Fig. 26B). Zoi bildet mehrere mm-grosse Porphyroblasten mit Felderteilung (zonares, schachbrettartiges Auslöschen). Gar enthält zum Teil oktaederförmige zusammengesetzte Einschlüsse aus Clz-Hgl-Rut und «xenomorphe» zusammengesetzte Einschlüsse aus Clz-Ctd-Crb-Hgl-Qtz.

Probe SL451 (Fig. 31A, Strasse Vals–Zerfreila, Nähe Gadenstatt) ist sehr feinkörnig, gleichkörnig (um 0.1 mm) und massig. Sie enthält alternierend felsische (Qtz-Albreiche) und mafische (Amp-Phe-Chl-Gar-reiche) Lagen, die durch Zapport-Falten isoklinal und spitzwinklig miteinander verfaltet sind (Fig. 22B). S_1 ist mesoskopisch vollständig transponiert und nicht mehr erkennbar. Im Bereich dieser Scharniere, wie auch in Schenkellagen, beobachtet man eine nahezu vollständige Rekristallisation aller Phasen (Fig. 31A). Einzige Relikte bilden grössere Granate und oft «bestäubte» Amphibole, die textuell klar von den frischen synkinematischen Porphyroblasten unterscheidbar sind. Innerhalb grösserer (syn-Zapport)

Titanit-Aggregate lassen sich ältere Rutilkerne nachweisen. Alb-Poikiloblasten enthalten ein leicht diskordantes $S(i)$ aus Clz, Gar, Amp und Tit.

Probe SL563 (Fig. 31B, Strasse Vals–Zerfreila, Nähe Ampervreila) ist deutlich grobkörniger (0.2–0.4 mm) und glimmerreicher als SL451. Hgl- und Qtz-reiche Lagen sind durch runde Kleinfältelungen der Zapport-Phase miteinander verfaltet (Fig. 22A). In den Mikroscharnieren (re-)kristallisiert Amp, Phe, Chl, Alb und koexistiert mit idiomorphem Pyrrhotin und frischem, jedoch leicht in $S(h)$ geplättetem Gar. Nach der Bildung dieser Zapport-Porphyroblasten entstehen um Pyrrhotin Hämatit-Säume.

Probe SL435 (Fig. 31C, SW Vale bei Vals) entstammt einem Leis-Scharnier und zeigt offene Knickfältelung, in der frischer Amp, Chl, Alb und Clc rekristallisiert. Präkinematischer Phe rekristallisiert im allgemeinen auch, ist jedoch stellenweise undulös. Reliktische Amphibole sind optisch zoniert (barroisitisch gefärbte Ränder). Gar ist xenomorph bis hypidiomorph und scheint während der Leis-Phase nicht mehr zu rekristallisieren. Oxi-Chl und Häm deuten auf ein hohes f_{O_2} , welches in dieser Probe wahrscheinlich auf Verwitterung zurückzuführen ist.

3.2.2 Amphibol

Alle Amphibole wurden nach der Methode (3) von LAIRD & ALBEE (1981a) normiert: Kationensumme minus $(Ca + Na + K) = 13$. Diese Normierung setzt voraus, dass der M4-Platz frei von Fe^{2+} , Mg und Mn ist, und erlaubt eine Abschätzung des Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnisses. Für Glc-reiche Amphibole ist diese Annahme falsch (KOONS 1982). So ergeben auch tatsächlich die beiden Glc-Analysen der Probe SL435 keine ausgeglichene Ladungsbilanz (vgl. Analysendaten in Anhang D). Für die restlichen Amphibol-Analysen scheint diese Normierung korrekt zu sein und ermöglicht zudem einen direkten Vergleich mit den Arbeiten von LAIRD 1980, LAIRD & ALBEE 1981a/b und TEUTSCH 1982. Alle gemessenen Amphibole sind (mit Ausnahme der zwei erwähnten Glaukophane) im wesentlichen Barroisite (Fig. 34, Glc-Tsh-Mischungen im Anhang D). Die vorliegende Amphibol-Nomenklatur richtet sich nach LEAKE (1978).

Gitterplatz-Besetzungen wurden ebenfalls nach LAIRD & ALBEE (1981a) berechnet:

$$Al^{IV} = 8 - Si$$

$$Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}$$

$$Fe^{3+} = 46 - \text{Ladungstotal} (Fe = Fe^{2+})$$

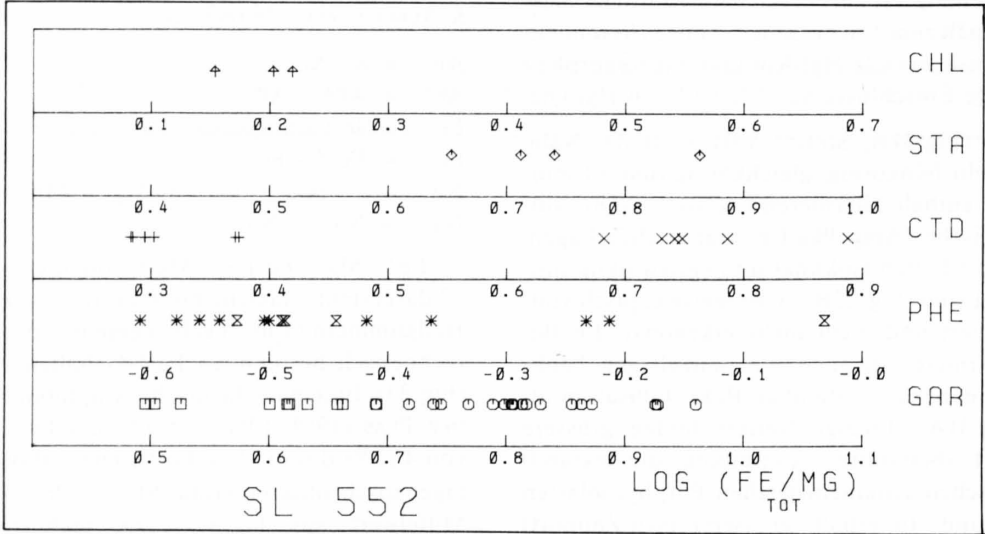
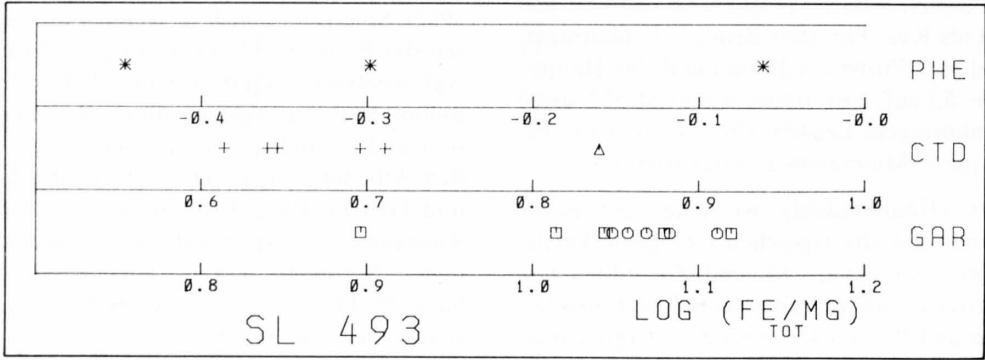
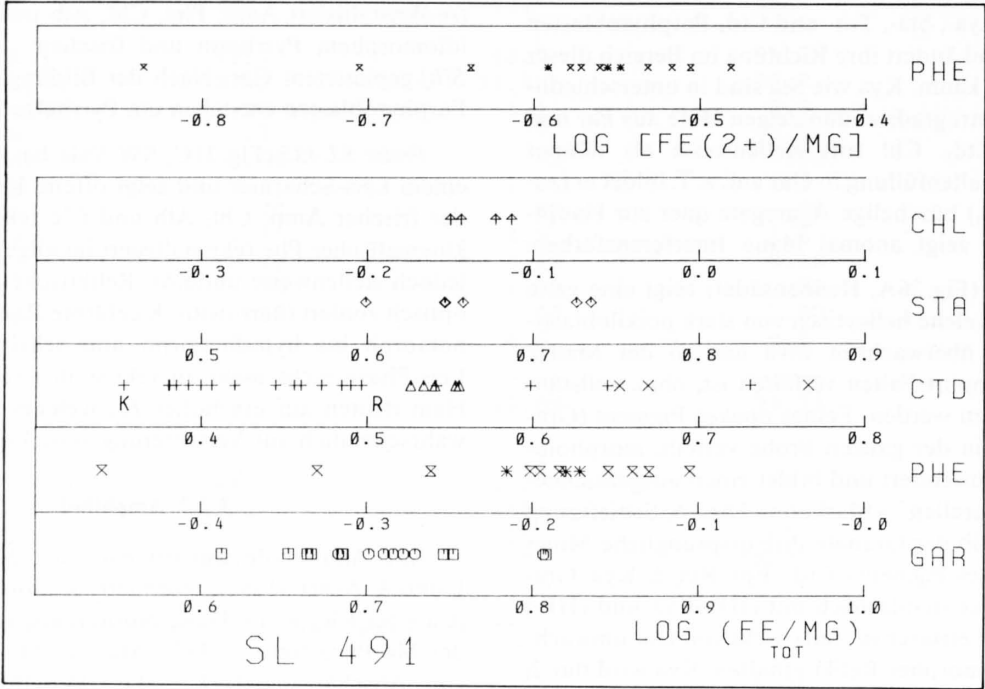
$$Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$$

$$Na^{M4} = 7 - (Ca + Fe^{tot} + Mg + Mn + Al^{VI} + Ti)$$

$$Na^A = Na^{tot} - Na^{M4}$$

Fe^{tot}/Mg - und Fe^{2+}/Mg -Quotienten sind in der Figur 32 dargestellt. Nasschemisch bestimmte Fe^{3+} -Gehalte von Hellglimmern (Tab. 7) geben eine positive Korrelation mit rechnerisch bestimmten Fe^{3+} -Gehalten von Amphibolen (Fig. 33). Eine nasschemische Amphibol-Analyse von VAN DER PLAS (1959, LP112) ergibt ein Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnis von 4 (20% des $Fe^{tot} = Fe^{3+}$). Diese Probe entspricht paragenetisch unserer Probe SL451 (28% Fe^{3+} , geschätzter Mittelwert aus Fig. 33). Die rechnerisch ermittelten

LEGENDE		
○ GAR KERN (SOR/HP)	× CTD 3 (LEIS)	× AMP 4 (LEIS)
□ GAR 2/RAND (ZAP)	◇ STA (HP)	× PHE (SOR?)
△ CTD 1 (SOR)	† CHL (ZAP/LEIS)	* PHE (HP?)
+ CTD 2 (HP/ZAP)	z AMP 1/2 (SOR/HP)	z PHE (ZAP?)
[K:KERN, R:RAND]	Y AMP 3 (ZAP)	* PHE (LEIS?)



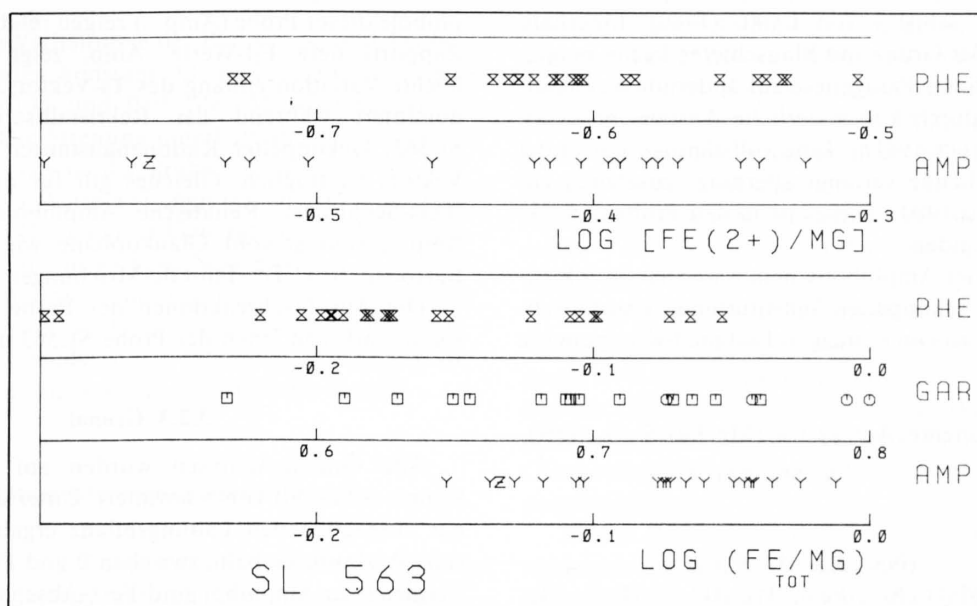
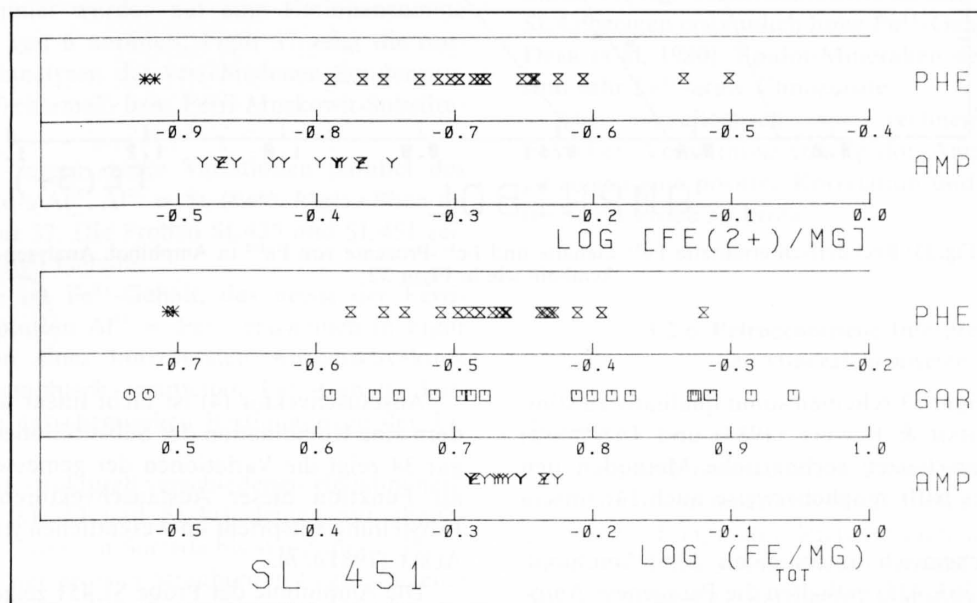
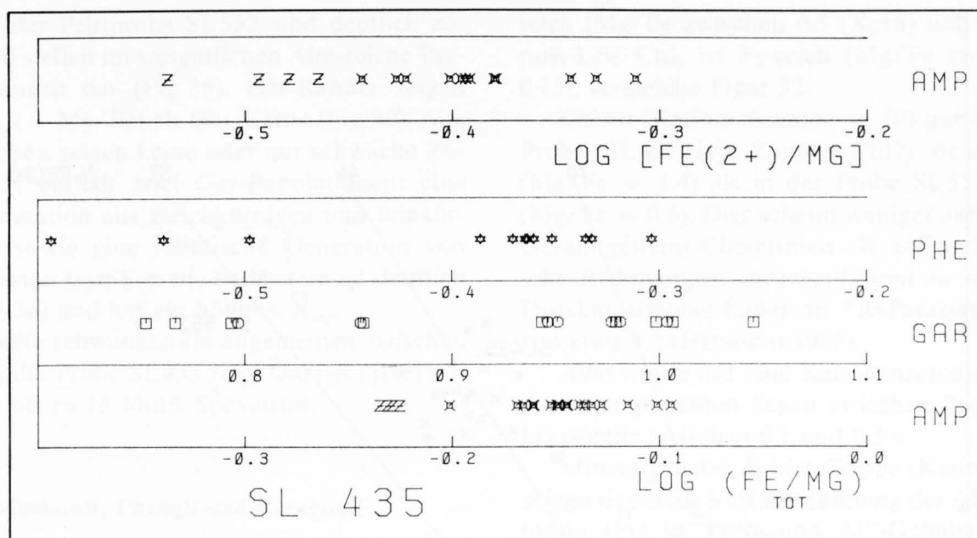


Fig.32: Logarithmische $\text{Fe}^{\text{tot}}/\text{Mg}$ - und Fe^{2+}/Mg -Quotienten aller Sondenproben auf normierter Skala. Bestimmung des Fe^{2+} -Gehaltes nach Text.

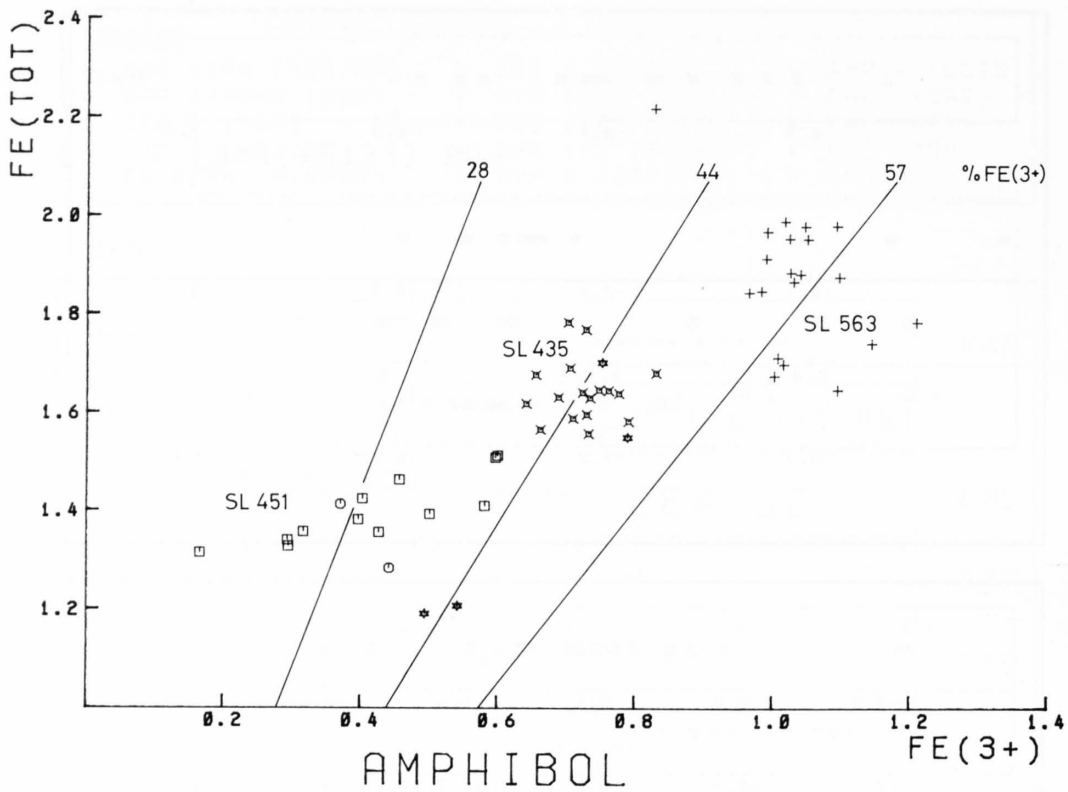


Fig. 33: Rechnerisch ermittelte Fe^{3+} -Gehalte und Fe^{3+} -Prozente von Fe^{tot} in Amphibol. Analysensymbole wie in Figur 32.

Fe^{3+} -Werte der Figur 33 scheinen somit qualitativ zu stimmen. Nach GRAHAM & POWELL (1984) und TRZCIENSKI et al. (1984) überschätzen rechnerische Methoden den Fe^{3+} -Gehalt. Dies trifft möglicherweise auch für unsere Proben zu.

Alle mineralchemisch untersuchten Albit-Amphibolschiefer (SL 451, 563, 435) enthalten die Paragenese Amp-Chl-Epi/Clz-Alb-Qtz-Ti-Phase und entsprechen den «common mafic schists» von LAIRD (1980). Innerhalb weiter Bereiche der Grün- und Blauschiefer-Fazies reagieren Amphibole dieser Paragenese auf ändernde physikalische Parameter durch kontinuierliche Austauschreaktionen (LAIRD & ALBEE 1981b). Eine vollständige Pufferung der Amphibol-Chemie verlangt allerdings zusätzlich ein Fe^{3+} -Oxyd (LAIRD 1980). Dieses ist in den Proben SL 563 und SL 435 vorhanden.

Änderungen der Amphibol-Chemie werden im folgenden mittels vier gekoppelter Substitutionen (Austauschvektoren) relativ zu einer einzigen Endglied-Komponente beschrieben:

Endglied-Komponente, Act: (), $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Gitterplatz: A M4 M1-3 T

Austauschvektor:

- (1) Edenit (Ed): $(\text{Na}^{\text{A}}, \text{K}), \text{Al}^{\text{IV}} = (), \text{Si}$
- (2) Tschermakit (Ts): $(\text{Al}^{\text{IV}}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}), \text{Al}^{\text{IV}} = (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}), \text{Si}$
- (3) Plagioklas (Pl): $\text{Na}^{\text{M4}}, \text{Si} = \text{Ca}, \text{Al}^{\text{IV}}$
- (4) Glaukophan (Gl): $\text{Na}^{\text{M4}}, (\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}) = \text{Ca}, (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})$

Austauschvektor (4) ist nicht linear unabhängig, sondern eine Kombination der Substitutionen (2) und (3). Figur 34 zeigt die Variationen der gemessenen Amphibole als Funktion dieser Austauschvektoren. Die gewählte Darstellung entspricht im wesentlichen jener von LAIRD & ALBEE (1981a/b).

Die Amphibole der Probe SL 451 zeigen starke Substitution entlang des Edenit-Vektors. Strukturell ältere Amphibole dieser Probe ($\text{Amp}_{1/2}$) zeigen relativ zu Amp_3 (syn-Zapport) tiefe Ed-Werte. Amp_3 zeigt zusätzlich eine leichte Variation entlang des Ts-Vektors. Gl-Substitution dominiert während der Rekristallisation der Probe SL 563. Gekoppelter Kationenaustausch entlang des Pl-Vektors ist fraglich. Gleiches gilt für die Probe SL 435 (Leis-Scharnier). Reliktische Amphibole dieser Probe, $\text{Amp}_{1/2}$, sind sowohl Glaukophane wie sehr Ca-reiche Barroisite bzw. Tre-Tsh-Glc-Mischungen.

Die Austauschreaktionen der Probe SL 451 weichen somit stark von jenen der Probe SL 563 und 435 ab.

3.2.3 Granat

Alle Granat-Analysen wurden auf eine Kationensumme (ohne Si) von 5 normiert. Unter der Annahme einer ausgeglichenen Ladungsbilanz ergab diese Normierung Andradit-Gehalte zwischen 0 und 1% (max. 3%). Im Vergleich zu Amphibol sind Fe^{3+} -Abschätzungen in Granat relativ zuverlässig, da Kationen- (und Anionen-) Verteilung eindeutig und das Axiom der Ladungsbilanz im allg. erfüllt ist. Die Fe^{3+} -Gehalte der Granate sind somit vernachlässigbar.

Die Granate der Pelitprobe SL552 sind deutlich zoniert (Fig. 35) und stellen im wesentlichen Alm-reiche Pyr-Alm-Gro-Mischungen dar (Fig. 36). Gar-Ränder zeigen ein grösseres X_{Mg} ($= Mg/Fe$) als Gar-Kerne (Fig. 32). Alle anderen Gar-Proben zeigen keine oder nur schwache Zonierungen. SL451 enthält zwei Gar-Populationen: eine syn-Zapport-Generation aus gleichkörnigen und feinkörnigen Granaten sowie eine reliktsche Generation von Gar-Porphyroblasten (syn-Sorreda?); letztere ist deutlich Gro-reicher (Fig. 36) und hat ein höheres X_{Mg} .

Die Spe-Gehalte schwanken im allgemeinen zwischen 0 und 5%, einzig die Probe SL435 zeigt Gar(-Relikte) mit Kernpartien aus bis zu 13 Mol% Spessartin.

3.2.4 Muskowit, Phengit und Paragonit

Alle Hellglimmer wurden auf eine Kationensumme (ohne Alkalien) von 6 normiert. Figur 37 zeigt die normierten Mineralanalysen der verschiedenen Sondenproben und deren Tschermak- bzw. Ferri-Muskowit-Substitution.

Alle Proben zeigen starke Variationen parallel des Tschermak-Vektors Al^{IV} , $Al^{VI} = Si$, (Fe^{2+}, Mg) : «Phe» im Schema der Figur 37. Die Proben SL435 und SL451 zeigen höchste Phengit-Gehalte.

Unterschiede im Fe^{3+} -Gehalt, das heisst der Ferri-Muskowit-Substitution $Al^{VI} = Fe^{3+}$, erscheinen in Figur 37 als Funktion eines horizontalen Austauschvektors « Fe^{3+} ». Diese graphisch ermittelten Fe^{3+} -Gehalte korrelieren mit den nasschemischen Bestimmungen der Tabelle 7.

Messungen an strukturell verschiedenen Hellglimmern der Pelitproben SL552 und SL491 deuten auf abnehmende Si-Gehalte von syn-Sorreda bis syn-Zapport-Phengiten. Aufgrund der grossen Streubreiten liegen für eine statistische Analyse jedoch zu wenig Messungen vor.

(Na/K + Na)-Verhältnisse der Proben 552 und 491 betragen in Phengiten konstant 0.1, in Paragoniten liegen diese zwischen 0.75 und 0.95 (der Mus-Par-Solvus ist asymmetrisch). Die Streuung innerhalb der Probe 491 ist deutlich stärker als jene der Probe 552 (alle Par von 552 haben Na/K + Na-Werte zwischen 0.8 und 0.9). Strukturell verschiedene Hellglimmer-Generationen zeigen keine klaren Unterschiede im K- bzw. Na-Gehalt.

Fe-Mg-Substitutionen sind logarithmisch in der Figur 32 dargestellt, sowohl als Fe^{tot}/Mg wie auch als Fe^{2+}/Mg (korrigiert mittels Analysen der Tabelle 7). Die X_{Mg} -Werte streuen stark und zeigen keine signifikanten Trends.

3.2.5 Weitere Glimmerschiefer-Mineralien

Chloritoid wurde auf eine Kationensumme von 8 normiert. Die drei mikrostrukturell klar unterscheidbaren Ctd-Generationen der Pelite SL552 und SL491 sind auch chemisch deutlich verschieden. Ctd₁ (Sorreda-Einschlüsse in Gar) zeigt intermediäre Mg/Fe-Werte um 0.28, Ctd₂-Porphyroblasten des Druckhöhepunktes sind Mg-

reich [Mg/Fe zwischen 0.5 (Kern) und 0.3 (Rand)] und post-Leis Ctd₃ ist Fe-reich (Mg/Fe zwischen 0.22 und 0.13), vergleiche Figur 32.

Chlorit (Kationensumme = 10) aus Peliten ist in der Probe SL491 (syn-Zapport-Chl?) deutlich Mg-reicher (Mg/Fe = 1.4) als in der Probe SL552 (post-Leis-Chl) (Mg/Fe = 0.6). Dies scheint weniger auf unterschiedliche Gesamtgesteins-Chemismen als auf ändernde physikalische Bedingungen zurückzuführen zu sein. Chlorite des Druckmaximums haben in Tlc-Paragenesen ein Mg/Fe von etwa 3.2 (HEINRICH 1983).

Albit wurde auf eine Kationensumme von 5 normiert. Ano-Komponenten liegen zwischen 0 und 2.3%, Orthoklasanteile zwischen 0.1 und 0.3%.

Mineralien der *Epidot-Gruppe* (Kationensumme = 8) zeigen deutliche Variation entlang der $Al^{VI} = Fe^{3+}$ -Substitution (Fig. 38, Fe^{3+} - und Al^{VI} -Gehalte berechnet nach LAIRD 1981a). Orthorhombische Zoisite der Mergelprobe SL439 zeigen erstaunlich hohe Fe^{3+} -Gehalte (vgl. z. B. mit DEER et al. 1980). Epidot-Mineralien der Basitprobe 451 sind sehr Fe^{3+} -arme Clinozoisite.

Die nasschemisch wie rechnerisch ermittelten Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnisse von Epidot, Amphibol und Phengit zeigen eine positive Korrelation und ändern systematisch von Probe zu Probe.

3.2.6 Petrogenetische Interpretation der Mineralchemismen

Amphibol

Amphibole barroisitischer Zusammensetzung sind typisch für hochtemperierte Blauschiefer, da man mit zunehmender Temperatur den (asymmetrischen) Solvus zwischen Na- und Ca-Amphibolen erreicht und intermediäre NaCa-Amphibole (Barroisite) stabilisiert (SPEAR et al. 1982, ERNST 1979). Für Amphibole mit Na^{M4} -Werten zwischen 0.1 und 0.3 schliesst sich dieser Solvus zwischen 450 und 500°C (SPEAR 1980). Mit zunehmendem Druck vergrössert sich die Mischungslücke (BROWN 1974 in SPEAR 1980). Die reliktschen Amphibole der Probe SL435 können als Produkte dieser Mischungslücke interpretiert werden und scheinen somit bei tieferen Temperaturen gebildet worden zu sein als die nachfolgenden Barroisite – den Temperaturen der Sorreda-Phase (vgl. Kap. 3.1.1).

Die in Kapitel 3.2.2 beschriebenen Austauschgleichgewichte (1) bis (4) zeigen nach LAIRD et al. 1979a/b folgende *P-T*-Abhängigkeit: Ts und Ed sind primär Funktionen der Temperatur, Pl ist deutlich stärker druck- als temperatursensitiv. Die aus Pl und Ts zusammengesetzte Glaukophan-Substitution (Gl) ist sowohl druck- wie temperaturabhängig.

In den Proben SL563 und 435 treten keine temperatursensitiven Austauschreaktionen auf. Die starke Gl-Substitution (wie auch die undeutliche Pl-Substitution) ist demzufolge auf einen starken Druckgradienten während der Rekristallisation (Reequilibrierung) der Amphibole in diesen Faltenscharnieren zurückzuführen. Die höheren Glc-Gehalte der Probe 563 – gegenüber der Probe 435 –

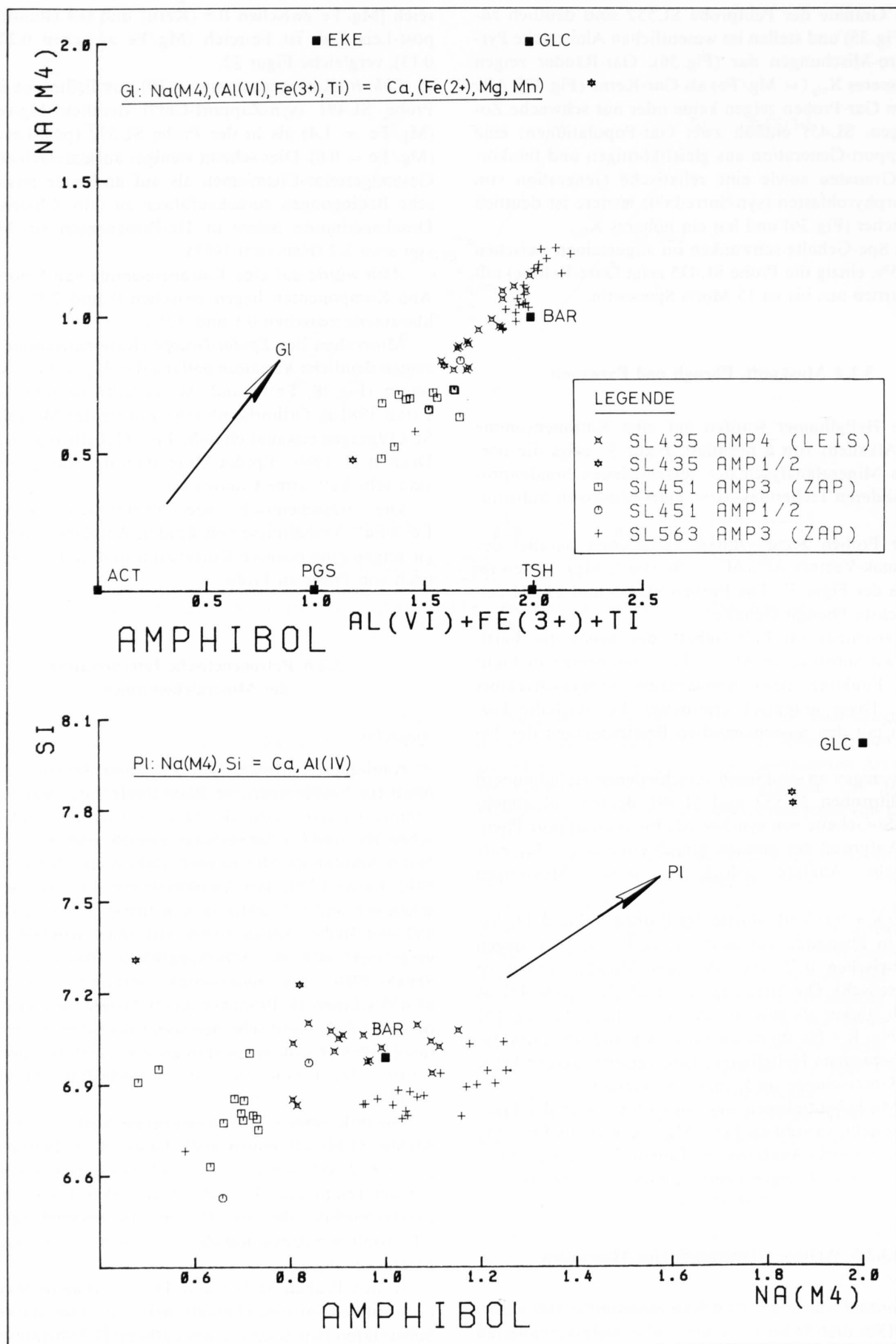
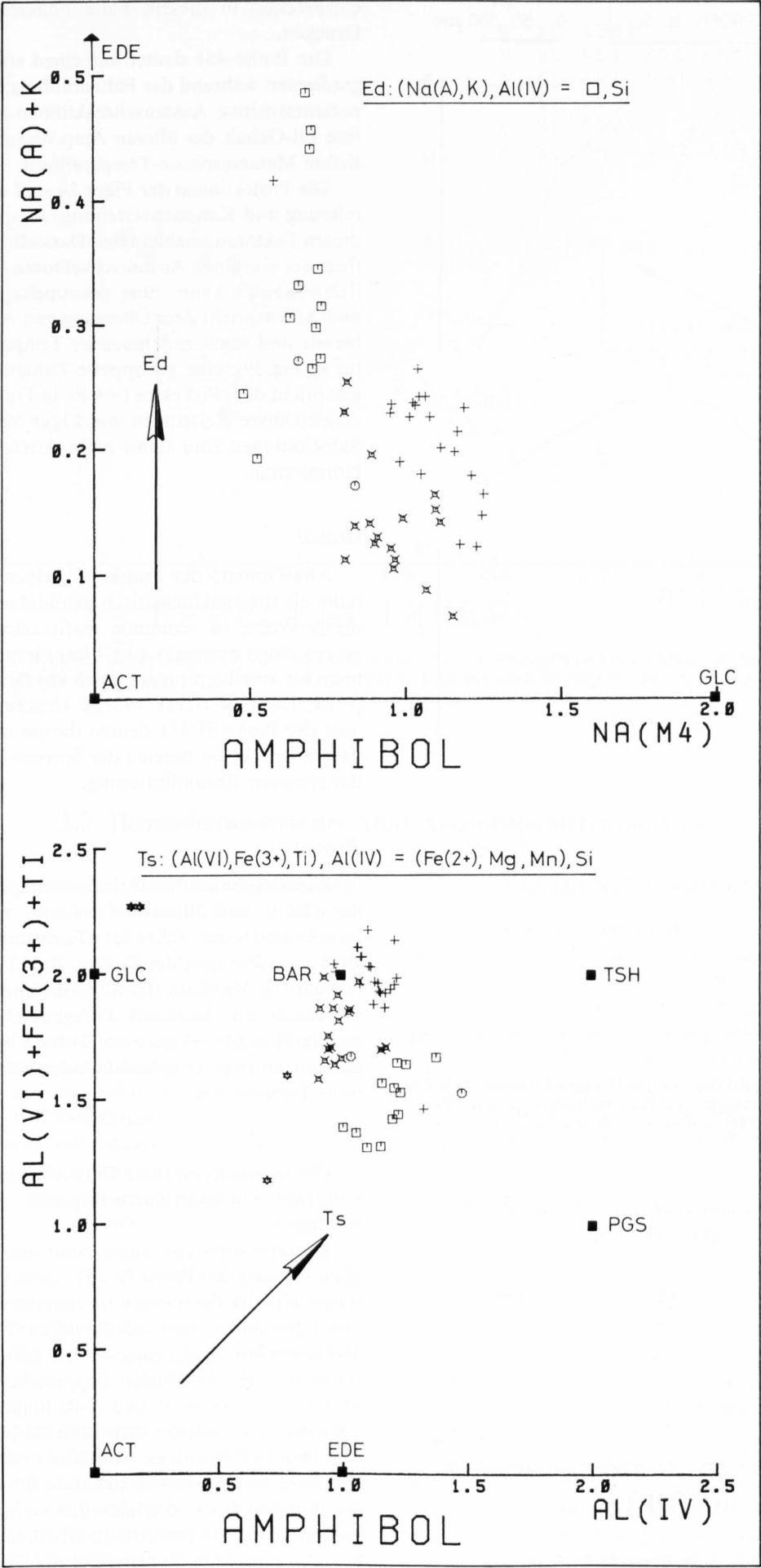


Fig. 34: Gekoppelte Austauschreaktionen in Amphibolen der Proben SL451, SL563 und SL435. Analysensymbole wie in Figur 32. Austauschvektoren sind durch Pfeile, Endglieder durch schwarze Quadrate markiert.



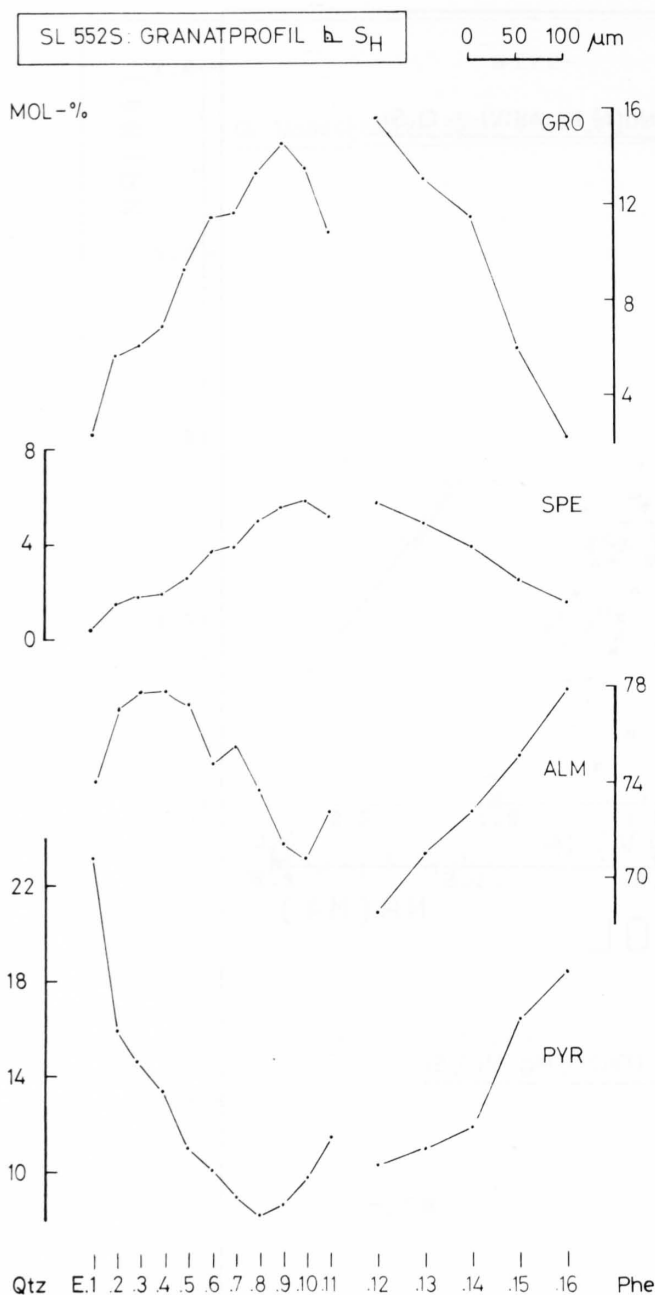


Fig. 35: Chemisches Profil durch verzwilligten Granat der Probe SL 552, gemessen senkrecht zur Hauptschieferung. Die Messpunkte 11 und 12 liegen auf verschiedenen Zwillingsseiten.

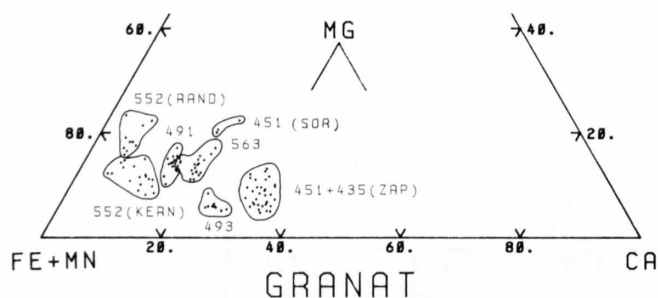


Fig. 36: Granat-Analysen im Dreieck (Fe + Mn)–Ca–Mg.

entsprechen in diesem Falle höheren Equilibrierungs-Drucken.

Die Probe 451 deutet auf einen starken Temperaturgradienten während der Faltenbildung, da in ihr nur temperatursensitive Austauschreaktionen auftreten. Der tiefere Ed-Gehalt der älteren Amp dieser Probe deutet auf tiefere Metamorphose-Temperaturen.

Die Projektionen der Figur 34 sind abhängig von Normierung und Kationenverteilung. Figur 39 zeigt eine von diesen Faktoren unabhängige Darstellung, in der der Einfluss der einzelnen Austauschvektoren jedoch nicht spezifiziert werden kann. Eine gekoppelte Zunahme von Na und Al entspricht dem Übergang von Aktinolith zu Hornblende und somit zunehmender Temperatur («+T»-Vektor in Fig. 39), eine gekoppelte Zunahme von Na und Si entspricht dem Pl-Vektor («+P» in Fig. 39). Figur 34 zeigt vergleichbare Relationen wie Figur 39, die dargestellten Substitutionen sind somit nicht Artefakte einer falschen Normierung.

Granat

Alte Granate der Probe 451 zeigen geringere Ca-Gehalte als die synkinematisch gebildeten Zapport-Granate dieser Probe. In «common mafic schists» von Vermont zeigen «high pressure» (9 ± 2 kb) Granate höhere Ca-Gehalte als «medium pressure» (6 kb) Granate (LAIRD 1980, p. 14; LAIRD & ALBEE 1981b). Unsere prä-Zapport-Granate der Probe SL451 deuten darum möglicherweise auf tiefere Drücke im Bereich der Sorreda-Phase als während der späteren Reequilibration.

Phengit

Phengitgehalte der Hgl nehmen generell im Bereich der Grün- und Blauschiefer-Fazies mit zunehmendem Druck und/oder fallender Temperatur zu (GUIDOTTI 1984). Die Phengite der Proben SL 552 und 491 koexistieren mit (Fe-Mg)-Ctd, (Fe-Mg)-Gar und Kya. Sie sind somit durch eine konstante Paragenese gepuffert. Abnehmende Phengit-Gehalte von Sorreda bis Zapport deuten auf zunehmende Drücke und/oder fallende Rekristallisations-Temperaturen.

Die mineralchemische Entwicklung der untersuchten Sondenproben kann durch folgendes *P-T-Modell* erklärt werden:

Kristallisation von altem Amp der Probe SL435, der alten Granate der Probe SL451 sowie von stark phengitischem Hgl der Pelitproben im Bereich eines relativ hohen Druckgradienten und relativ tiefen Temperaturen: den Metamorphose-Bedingungen der Sorreda-Phase. Rekristallisation des isoklinalen Zapport-Scharniers der Probe SL451 bei höheren *P*- und *T*-Bedingungen und starkem Temperatur-Gradient: den Metamorphose-Bedingungen des Druckhöhepunktes. Anschliessend isothermale Dekompression und Rekristallisation im Zapport-Scharnier der Probe SL563 und schliesslich – unter ähnlichen Temperaturen, aber leicht tieferen Drücken – isothermale Rekristallisation im Leis-Scharnier der Probe SL435.

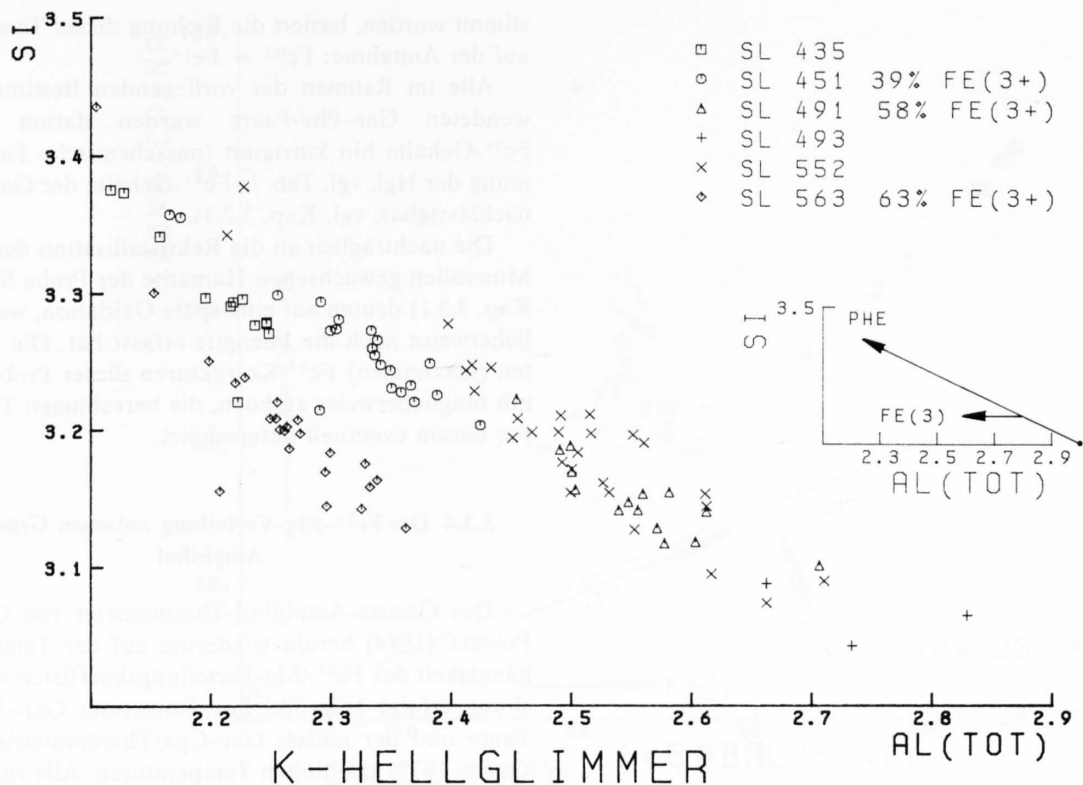


Fig. 37: K-Hellglimmer im Diagramm Al^{tot} versus Si. Celadonit- (= Phengit-) und Ferri-Muskovit-Substitution sind durch Vektoren markiert. Fe^{3+} -Gehalte in Legende nach nasschemischen Analysen.

3.3 Thermobarometrie der Albit-Amphibolschiefer von Vals

Thermobarometrie der *Sorreda-Phase* ist kaum möglich, da Sorreda-Mineralien entweder nur als unvollständige Einschluss-Paragenesen in Gar oder als stark alterierte Relikte der Matrix auftreten. Die Metamorphose-Bedingungen der *Eklogitbildung* wurden an frischen Basitproben mittels Gar-Cpx-Thermometrie und Alb-Jad-Qtz-Barometrie durch HEINRICH (1983) kalibriert und dürfen als die genauesten P - T -Bestimmungen im Bereich des Druckhöhepunktes angesehen werden. HEINRICH postuliert, dass diese P - T -Verhältnisse unter «zunehmender Temperatur und eventuell sinkendem Druck» erreicht wurden. Die Eklogitbildung muss nicht zwingend am absoluten Druckhöhepunkt stattgefunden haben.

In Peliten wie Mergeln fehlen generell während der Druckentlastung vollständig equilibrierte tiefvariante Paragenesen. Kalibrierte Kationengleichgewichte (z. B. Fe/Mg Gar-Bio) liegen für die Phasen dieser Lithologien nicht vor. Albit-Amphibolschiefer zeigen während der *Zapport-* und *Leis-Phase* starke Rekristallisation und Kationen- oder Komponentengleichgewichte, für die Kalibrierungen vorliegen.

Die nachfolgend verwendeten Thermo- und Barometer aus Albit-Amphibolschiefern sind stark von Normierung, Fe^{2+} - Fe^{3+} -Korrektur und nachträglicher Überprägung abhängig. Die Kalibrierungen der Zapport- und Leis-Phase dieses Kapitels gelten somit nur als grobe Abschätzungen von Metamorphose-Bedingungen.

3.3.1 Der Na^{M4} -Gehalt von Amphibol

Der Druck- wie Temperatur-sensitive Solvus zwischen Na- und Ca-Amphibolen (SPEAR 1980) kann bei geeigneter Pufferparagenese als Barometer verwendet werden. So kalibriert BROWN (1977) empirisch den Na^{M4} -Gehalt von Amphibolen in der Pufferparagenese Amp-Alb-Chl-Epi- Fe^{3+} -Oxyd. Die Temperaturabhängigkeit der Mischungslücke wird durch die Berücksichtigung des Al^{IV} -Gehaltes zu korrigieren versucht. Paragenesen ohne Fe^{3+} -Oxyd geben minimale Na^{M4} -Gehalte (z. B. BROWN 1977).

3.3.2 Die $NaSi = CaAl$ -Substitution zwischen Amphibol und Plagioklas

SPEAR (1980) kalibriert empirisch die Austauschreaktion $NaSi = CaAl$ («Pl», Kap. 3.2.2) zwischen Plagioklas und Ca-reichem ($Ca^{M4}/Na^{M4} > 1$) Amphibol. Sowohl Plagioklas- wie Amphibol-Mischungen sind entlang dieses Austauschvektors – insbesondere bei tiefen Temperaturen – hoch nichtideal (Mischungslücken!). Der Verteilungskoeffizient

$$K_D = (X_{Ca}/X_{Na})_{plg} \times (X_{Na}/X_{Ca})_{amp-M4}$$

ist deutlich temperatur- und leicht druckabhängig. Auf Grund der hohen Komplexität dieses Gleichgewichtes und der rechnerisch zu ermittelnden Na^{M4} -Werte liegt die

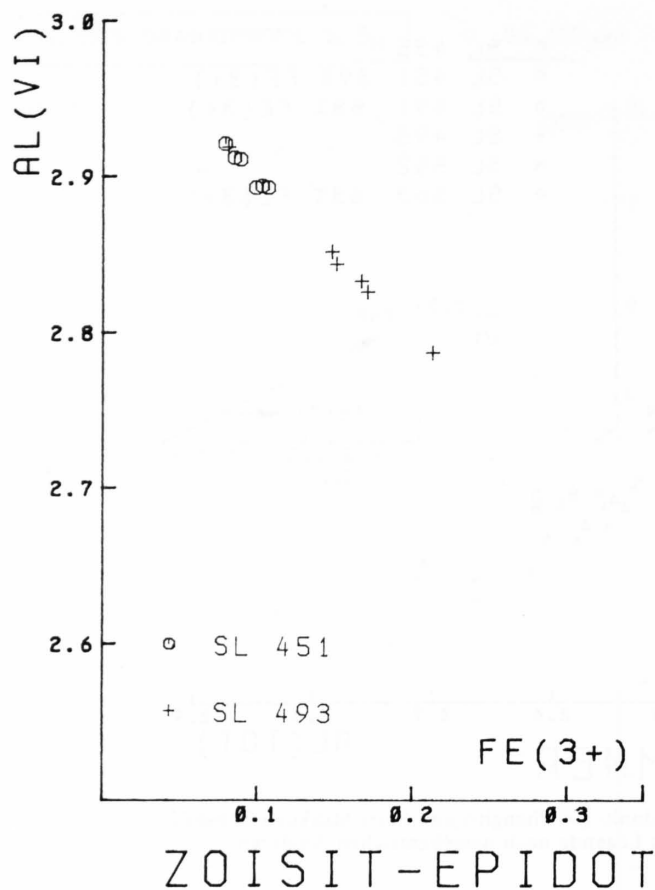


Fig. 38: Epidot-Mineralien der Proben SL451 und SL493 im Diagramm Al^{VI} versus Fe^{3+} , berechnet nach LAIRD & ALBEE (1981a).

Temperaturgenauigkeit des Thermometers um $\pm 50^\circ C$ (SPEAR 1980).

Amphibole mit $Ca^{M4}/Na^{M4} > 1$ bestehen nur in den Proben SL451 und SL435. $\ln(Ca^{M4}/Na^{M4})$ -Werte der Probe SL451 streuen leicht um 0.6 (0.55–0.77), jene der Probe SL435 liegen zwischen –0.2 und 0.4. $\ln(Ca/Na)$ -Werte der Albite geben für beide Proben Werte um –4.5 (–3.3 bis –6.2). Im Rahmen der Kalibrierungsgenauigkeit und der wenigen gemessenen Amp–Alb-Paare kann für beide Proben keine Diskriminierung vorgenommen werden.

Die in Kapitel 3.3.6 berechneten Temperaturen sind als semiquantitative Kontrolle der Gar–Amp-Thermometrie (s. unten) zu verstehen und wurden aus der Streuung aller Alb- und Amp-Analysen, ergänzt durch drei koexistierende Alb–Amp-Paare, geschätzt.

3.3.3 Die Fe^{2+} –Mg-Verteilung zwischen Granat und Phengit

KROGH & RAHEIM (1978) kalibrieren aufgrund experimenteller Daten und Korrelationen mit Cpx–Gar- und Alb–Jad–Qtz-Gleichgewichten ein druckabhängiges Thermometer, welches auf der Fe^{2+} –Mg-Verteilung zwischen Granat und Phengit beruht. Da sowohl in den Experimenten wie in den zur Korrelation verwendeten natürlichen Proben keine oder nur geringe Fe^{3+} -Gehalte be-

stimmt wurden, basiert die Eichung dieses Thermometers auf der Annahme: $Fe^{tot} = Fe^{2+}$.

Alle im Rahmen der vorliegenden Bestimmung verwendeten Gar–Phe-Paare wurden darum auf ihre Fe^{3+} -Gehalte hin korrigiert (nasschemische Fe^{2+} -Bestimmung der Hgl, vgl. Tab. 7; Fe^{3+} -Gehalte der Gar sind vernachlässigbar, vgl. Kap. 3.2.3).

Die nachträglich an die Rekristallisation der Zapport-Mineralien gewachsenen Hämatite der Probe SL563 (vgl. Kap. 3.2.1) deuten auf eine späte Oxidation, welche möglicherweise auch die Phengite erfasst hat. Die verwendeten (maximalen) Fe^{3+} -Korrekturen dieser Probe sind somit möglicherweise zu hoch, die berechneten Temperaturen darum eventuell unterschätzt.

3.3.4 Die Fe^{2+} –Mg-Verteilung zwischen Granat und Amphibol

Das Granat–Amphibol-Thermometer von GRAHAM & POWELL (1984) beruht wiederum auf der Temperaturabhängigkeit des Fe^{2+} /Mg-Verteilungskoeffizienten. Die Eichung erfolgt aufgrund koexistierender Gar–Amp–Cpx-Paare und der mittels Gar–Cpx-Thermometrie (ELLIS & GREEN 1979) ermittelten Temperaturen. Alle zur Kalibrierung verwendeten Amphibole zeigen tiefe Na^{M4} -Werte (0.09–0.27, berechnet als «2– Ca^{M4} ») und scheinen nur geringe Fe^{3+} -Gehalte aufzuweisen. Die Kalibrierung basiert auf der Annahme: $Fe^{tot} = Fe^{2+}$.

Die Amphibole der vorliegenden Proben zeigen deutlich höhere Na^{M4} - (wie Fe^{3+} -)Werte als jene von GRAHAM & POWELL. Alle Fe/Mg-Verteilungskoeffizienten wurden darum anhand der rechnerisch ermittelten Fe^{2+} -Gehalte (Kap. 3.2.2) bestimmt. Da rechnerische Methoden möglicherweise Fe^{3+} -Beträge überschätzen (Kap. 3.2.2), sind nachfolgende Temperatur-Abschätzungen eventuell leicht zu tief. Dies gilt insbesondere für Probe SL563 (s. oben).

3.3.5 Die univariante Paragenese Zoi–Ano–Gro–Qtz

Die Paragenese Zoi–Ano–Gro–Qtz entspricht im CASH-System der univarianten Reaktion $Zoi + Qtz = Ano + Gro + H_2O$ und bildet in der Probe SL451 ein textuelles Gleichgewicht. Da die Abhängigkeit dieser Reaktion von a_{H_2O} relativ gering ist (vgl. Fig. 41), kann sie als Thermobarometer verwendet werden.

Einen stark limitierenden Faktor in der Anwendung dieses Gleichgewichtes bildet die Bestimmung der Ano- und Gro-Aktivitäten, da die gemessenen Mineral-Zusammensetzungen sehr stark von den Endgliedkomponenten obiger Reaktion abweichen.

Gro-Aktivitäten wurden nach NEWTON & HASLTON (1981; nichtideales, symmetrisches Lösungsmodell), Zoi-Aktivitäten nach FERRY (1976; ideales Lösungsmodell) berechnet.

Für Plagioklase liegen mehrere stark voneinander abweichende Aktivitätsmodelle vor. GOLDSMITH (1982; experimentell) und HODGES & SPEAR (1982; empirisch) bestimmen Ano-Aktivitäten im Bereich Ano 15–30 und erhalten einen Aktivitätskoeffizienten von etwa 2. Dieser Wert kann in unseren Ano-Bereich (Ano 0–3) extrapoliert

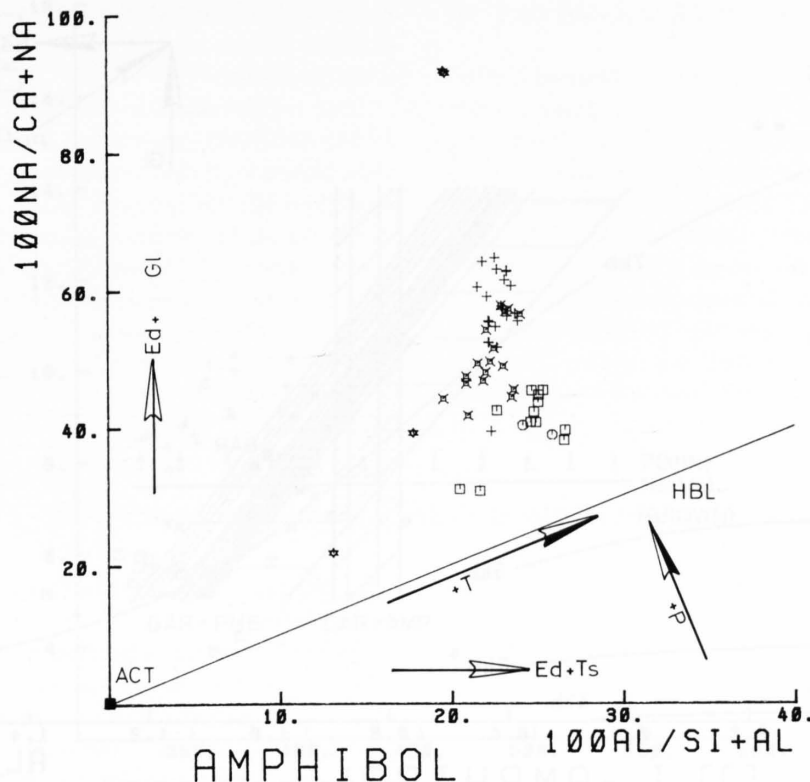


Fig.39: Amphibol-Analysen im Diagramm $Al/(Al+Si)$ versus $Na/(Na+Ca)$. Analysensymbole wie in Figur 34.

werden, stellt aber einen *Minimalwert* dar, da er die Mischungslücke im Bereich Ano 5–17 (Peristerit-Lücke) ausser acht lässt. (Eine Mischungslücke führt zu einer starken Erhöhung des Aktivitätskoeffizienten auf der Ano-armen Seite.) Da eine solche Vergrößerung die Ano-Seite obiger Reaktion destabilisiert, stellen die mittels der Beziehung $a_{Ano} = 2X_{Ano}$ berechneten Drucke somit *Maximaldrucke* dar.

Ein Vergleich mit dem Aktivitätsmodell von NEWTON et al. (1981; in unserem Ano-Bereich nahezu ideales Mischverhalten) ergibt bei 500°C Drucke, welche etwa 1.5 kb höher liegen. Der Einfluss ändernder H_2O -Aktivitäten ist im Vergleich zur möglichen Variation der Ano-Aktivitäten gering.

3.3.6 Die P-T-Bedingungen der Zapport- und Leis-Phase

Die Figuren 41 bis 43 fassen die Resultate der Thermobarometrie zusammen. Die Bandbreite der Gar-Phe- und Gar-Amp-Gleichgewichte entspricht der maximalen Streuung der K_D -Werte koexistierender Mineralpaare, jene des Amp-Alb-Thermometers der geschätzten Equilibrierungstemperatur plus Fehlerbreite nach SPEAR (1980, Fig.8). Die Berechnung der Gleichgewichtskurve $Zoi + Qtz = Ano + Gro + H_2O$ der Probe SL451 erfolgte anhand eines einzigen Sets von textuell koexistierendem $Zoi + Alb + Gar$. Berechnet man die Lage dieser Kurve für die Zusammensetzung der Mittelwerte aller neuen Granate, Albite und Zoisite derselben Probe, so liegt bei 500°C das Gleichgewicht 2 kb höher. Wie in Kapitel 3.3.5 erläutert, stellen die Drucke dieser Reaktion Maximaldrucke dar.

Figur 40 zeigt die Sondenanalysen der Proben SL451, 563 und 435 im Na^{M4} versus Al^{IV} -Diagramm, kalibriert nach BROWN. Probe SL435 gibt Drucke um 7 kb, Probe SL563 leicht höhere Drucke. SL451, ohne Fe^{3+} -Oxyd (vgl. z.B. Tab. 5), gibt einen Minimaldruck von 7 kb. Alle Proben liegen nach BROWN im Bereich relativ hochtemperierter Amphibole (vgl. Ed-, Ts-Vektor, bzw. hohe Al^{IV} -Gehalte). Die reliktschen Amphibole der Probe SL435 zeigen tiefere Al^{IV} -Gehalte und nach vorliegender Kalibrierung inkonsistente Druckwerte zwischen 5 und 7 kb.

Das stark gestreckte, isoklinale Zapport-Scharnier der Probe SL451 («Zapport 1», Fig.41) ergibt eine Equilibrierungstemperatur der synkinematisch rekristallisierten Mineralphasen um 500°C, bei einem Druck von 12–15 kb. Die Bildungsbedingungen dieses Zapport-Scharniers entsprechen somit im wesentlichen den P-T-Verhältnissen der Eklogitbildung. Möglicherweise sind die Drucke unserer Probe sogar noch leicht höher. In den untersuchten Lithologien haben somit die Amphibole des Druckhöhepunktes barroisitische Zusammensetzung und sind im allgemeinen nicht Glaukophane. Die vorliegenden Barroisite sind – im Gegensatz zu ERNST (1979) – bei relativ hohen Drucken stabil.

Das offenere Zapport-Scharnier der Probe SL563 («Zapport 2», Fig.42) ergibt einen deutlich geringeren Druck zwischen 8 und 12 kb; nach BROWN (1977) liegt dieser sogar im unteren Bereich dieses Druckbandes (um 8 kb). Gar-Amp- (und Gar-Phe-)Temperaturen sind deutlich geringer als in Probe SL451, können möglicherweise aber auch nur künstliche Artefakte einer nachträglichen Oxidation sein (vgl. Kap. 3.2.3 und 3.3.4).

P-T-Bestimmungen an den im Leis-Scharnier der Probe SL435 neu gewachsenen Mineralphasen Amp und

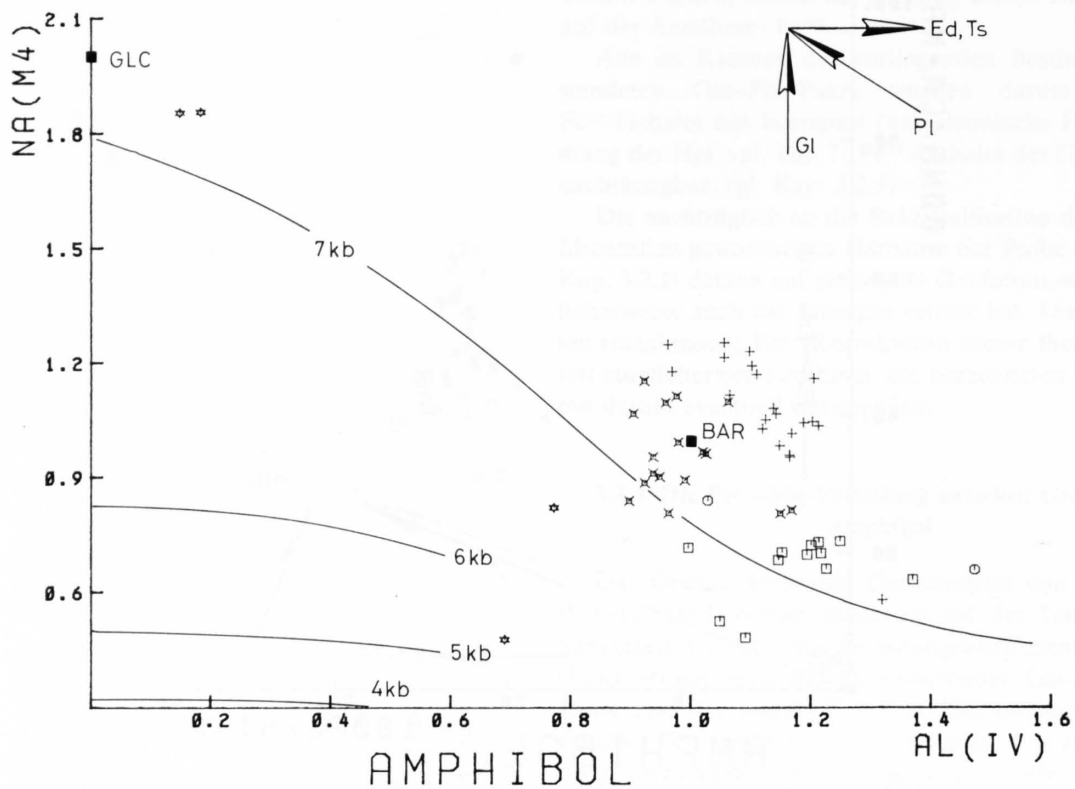


Fig.40: Amphibol-Analysen im Diagramm Al^{IV} versus Na^{M4} . Isobare Kurven nach BROWN (1977), Analysensymbole nach Figur 34.

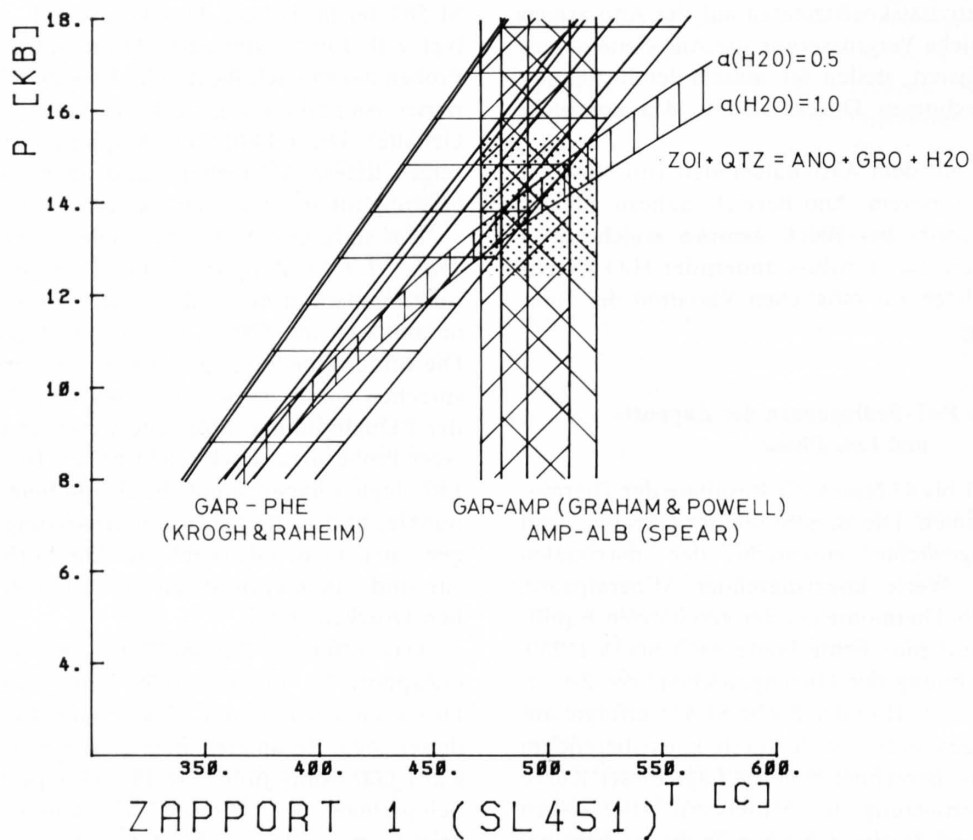


Fig.41: Thermobarometrie der Probe SL451. Gar-Phe-Band aus 7 regelmässig verteilten K_D -Linien (Einzelmessungen im Randbereich von textuellen Gleichgewichts-Korngrenzen), Gar-Amp-Band aus 3 K_D -Linien, welche nahezu die gesamt mögliche K_D -Streuung aller Gar- und Amp-Analysen abdecken (vgl. Fig.32). Alb-Amp- und Zoi-Ano-Gro-Band nach Text.

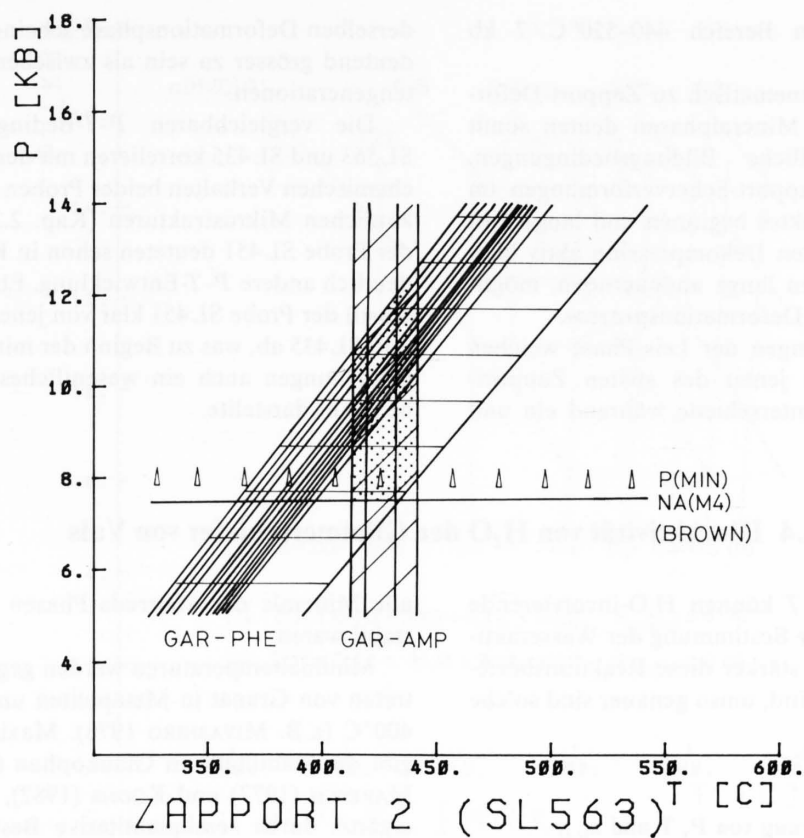


Fig.42: Thermobarometrie der Probe SL563. P_{min} = Minimaldruck nach Amp-Barometer von BROWN (1977).

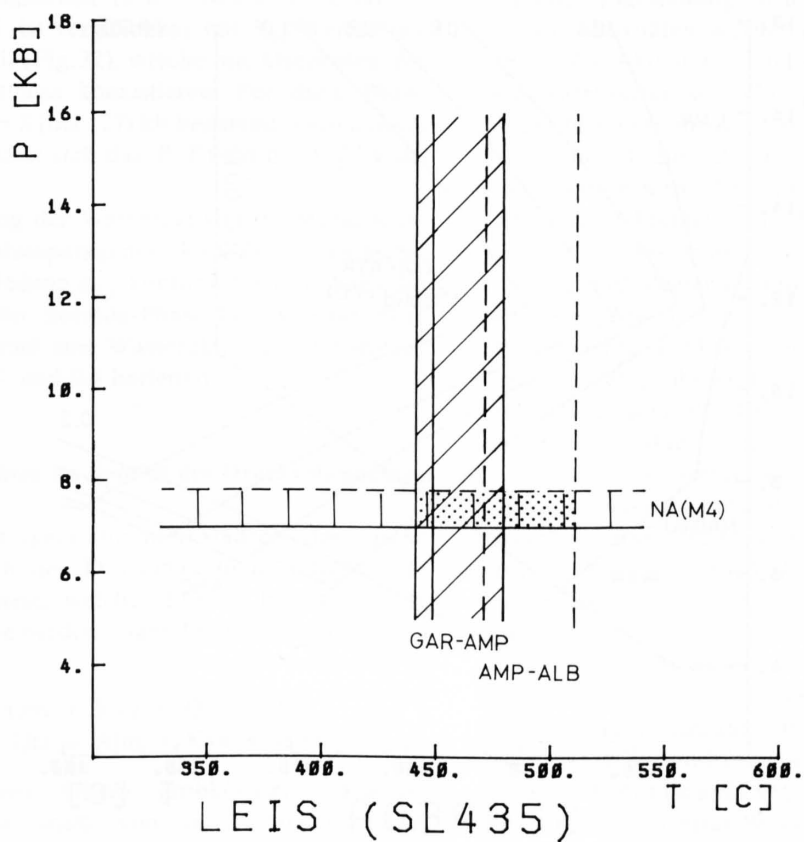


Fig.43: Thermobarometrie der Probe SL435. Gar-Amp-Band aus 3 K_D -Linien, Amp-Alb- und Na^{M4} -Band nach Text.

Alb (plus Gar) liegen im Bereich 440–520°C/7 kb (Fig. 43).

Kalibrierungen an synkinematisch zu Zapport-Deformationen rekristallisierten Mineralphasen deuten somit auf deutlich unterschiedliche Bildungsbedingungen. Diese implizieren, dass Zapport-Scherverformungen im Bereich des Druckhöhepunktes beginnen und lange Zeit während einer nachfolgenden Dekompression aktiv bleiben, implizieren somit einen lange andauernden, möglicherweise kontinuierlichen Deformationsprozess.

Metamorphose-Bedingungen der Leis-Phase weichen vermutlich nur leicht von jenen des späten Zapport-Scharniers ab; die Druckunterschiede während ein und

derselben Deformationsphase scheinen in diesem Fall bedeutend grösser zu sein als zwischen verschiedenen Fal tengenerationen.

Die vergleichbaren P - T -Bedingungen der Proben SL 563 und SL 435 korrelieren mit dem ähnlichen mineralchemischen Verhalten beider Proben (Kap. 3.2.2) und den ähnlichen Mikrostrukturen (Kap. 2.3.3). Die Amphibole der Probe SL 451 deuteten schon in Kapitel 3.2.2 auf eine deutlich andere P - T -Entwicklung. Ebenso weicht der Faltenstil der Probe SL 451 klar von jenem der Proben SL 563 und SL 435 ab, was zu Beginn der mineralchemischen Untersuchungen auch ein wesentliches Kriterium der Probenwahl darstellte.

3.4 Die Aktivität von H_2O der Glimmerschiefer von Vals

Bei bekanntem P und T können H_2O -involvierende univariante Paragenesen zur Bestimmung der Wasseraktivität verwendet werden. Je stärker diese Reaktionsbeziehungen von a_{H_2O} abhängig sind, umso genauer sind solche Berechnungen möglich.

3.4.1 Eine Abschätzung von P , T und a_{H_2O} der Sorreda-Phase

P - T -Abschätzungen der Sorreda-Phase sind aufgrund der reliktschen Paragenesen mit grossen Ungenauigkeiten behaftet. Zudem kann nicht bewiesen werden, dass

alle Minerale der «Sorreda-Phase» wirklich gleichzeitig stabil waren.

Minimaltemperaturen werden gegeben durch das Auftreten von Granat in Metapeliten und Metabasiten: $T > 400^\circ C$ (z. B. MIYASHIRO 1978). Maximaltemperaturen ergibt die Stabilität von Glaukophan (Probe SL 435), nach MARESCH (1977) und KOONS (1982), vergleiche Figur 30, ergänzt durch semiquantitative Bestimmungen der Mischungslücke zwischen Na- und Ca-Amphibolen (SPEAR 1980): $T < 450\text{--}500^\circ C$ (vgl. Kap. 3.2.6).

Druckabschätzungen der Sorreda-Phase beruhen auf dem Na^{M4} -Barometer von Amp₁ aus Probe SL 435 (5 kb < P < 7 kb). Die X_{Mg} -Werte von Ctd sind rein qualitativ

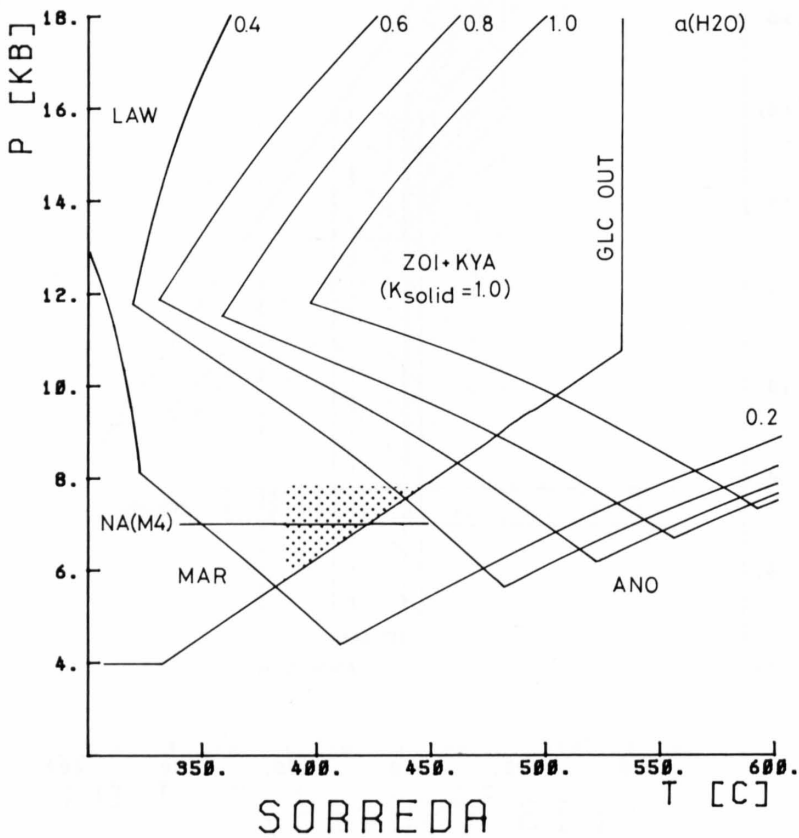


Fig. 44: Wahrscheinlicher P - T -Bereich (punktiert) und Wasseraktivität der Sorreda-Phase. Reaktionskurven berechnet nach Daten von HELGESON et al. (1978).

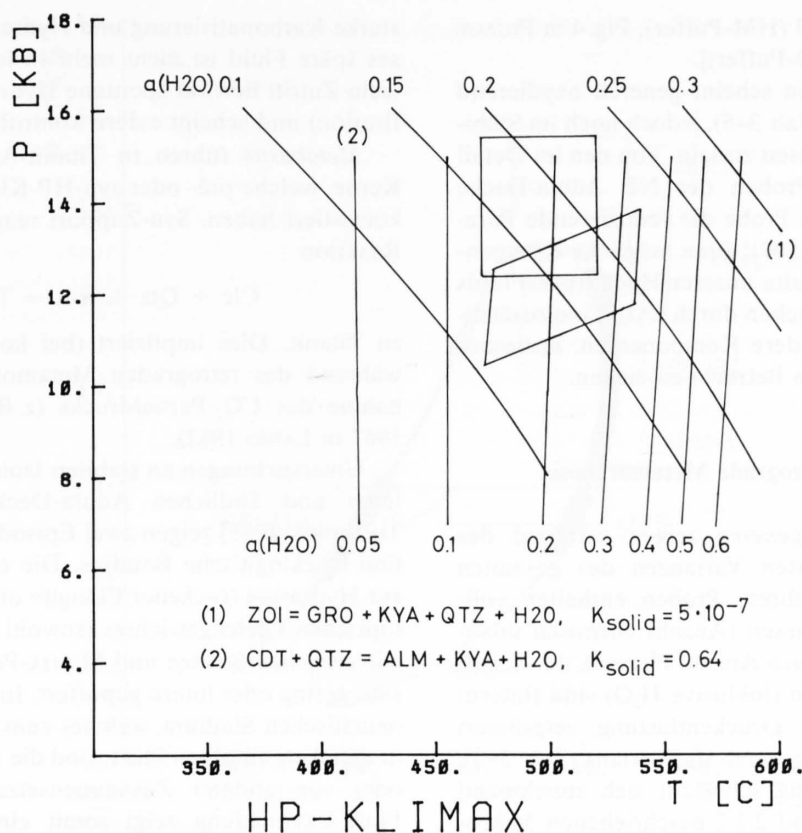


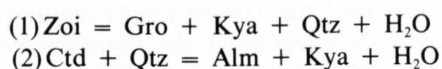
Fig.45: Wasseraktivität in Peliten und Mergeln während des Druckhöhepunktes. Rechteck: P - T -Bedingungen der Probe SL451 (Zapport Typ 1); Parallelogramm: P - T -Bedingungen der Eklogitbildung nach HEINRICH (1983). Thermodynamen nach Text.

eine Funktion des Druckes und vergrößern sich mit zunehmendem Bildungsdruck (z. B. CHOPIN & SCHREYER 1983). X_{Mg} von Ctd_1 ist vergleichbar mit X_{Mg} -Werten der Randzonen von Ctd_2 (Fig. 32), welche mit Mineralien der (späten?) Zapport-Phase koexistieren. Für diese Phase wurde ein Druck um 8 (bis 12?) kb bestimmt. Durch diese Randbedingungen lässt sich das P - T -Feld der Fig. 44 abgrenzen.

Eine Abschätzung der Wasseraktivität in Mergeln ermöglicht die Einschlussparagenese Kya-Zoi, deren Stabilitätsfeld für verschiedene a_{H_2O} konturiert wurde. Falls die P - T -Bedingungen der Sorreda-Phase korrekt sind, lässt sich aus Figur 44 somit eine Wasseraktivität der Sorreda-Mergel zwischen 0.2 und 0.4 herleiten.

3.4.2 Wasseraktivitäten im Bereich des Druckhöhepunktes

In Peliten und Mergeln dominiert während der Equilibrierung im Bereich des Druckmaximums jeweils eine univariante Paragenese, welche H_2O als Produkt involviert. Es sind dies die beiden folgenden Reaktions-Gleichgewichte:



Beide Reaktionen bilden grobkörnige textuelle Gleichgewichte, die stark von a_{H_2O} abhängig sind (Fig. 26A/B). Mineralchemische Unterschiede innerhalb der Pelitprobe 491 und der Mergelprobe 493 haben auf die Verschiebung der Gleichgewichte sehr geringen Ein-

fluss. Die Paragenesen (1) und (2) sind somit für die vorliegende Fragestellung ideal.

Gro-Aktivitäten wurden nach NEWTON & HASELTON (1981), Zoi-Aktivitäten nach FERRY (1976) bestimmt. Aus den Mittelwerten aller Gar- und Zoi-Analysen der Probe SL493 resultiert ein K_{solid} von 5×10^{-7} . Unter Annahme eines Druck-Temperatur-Feldes, wie es von HEINRICH (1983) und in Kapitel 3.3.6 bestimmt wurde (Fig. 45), lässt sich somit in Mergeln eine Wasseraktivität zwischen etwa 0.15 und 0.2 bestimmen.

Aufgrund idealer Lösungsmodelle für Almandin [$a = (\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})^3$] und Fe-Chloritoid [$a = (\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})^2$] resultiert für die gemittelten Analysen der Pelitprobe SL491 ein K_{solid} von 0.64. Aus Interferenz mit obigem P - T -Feld ergibt sich für die Pelite des Druckhöhepunktes somit ein a_{H_2O} zwischen 0.15 und 0.3.

Die tiefen Wasseraktivitäten im Bereich des Druckhöhepunktes können entweder durch die weitgehende Abwesenheit eines freien Fluids («fluid absent metamorphism», THOMPSON 1983, P_{fluid} ungleich $P_{\text{lith.}}$), oder durch die Verdünnung des Fluids mit anderen Komponenten erklärt werden.

Sowohl Probe SL491 wie SL493 enthält viel opakes Pigment (Graphit s.l.) und kein Sulfid. Das Auftreten von freiem Graphit schränkt die chemische Variabilität des Fluids stark ein und reduziert die möglichen Spezies eines C-O-H-Fluids auf CO_2 , H_2O und CH_4 (FERRY & BURT 1982). Im Temperatur-Bereich zwischen 400 und 500°C dominiert bei tiefem f_{O_2} (QFM-Puffer) generell die CH_4 -Komponente (HOLLOWAY 1977, in FERRY & BURT). Mit zunehmendem f_{O_2} dominiert oxydiertes C: CO_2 [Fig. 3

in EUGSTER & SKIPPER 1967 (HM-Puffer), Fig. 4 in PIGAGE & GREENWOOD 1982 (NNO-Puffer).

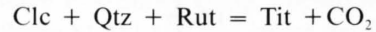
Das Milieu aller Proben scheint generell oxydierend (vgl. Kap. 3.2, Hämatit in Tab. 3–5), jedoch noch im Stabilitätsfeld von Graphit gewesen zu sein. Von den im Detail untersuchten, etwa 100 Proben der NE Adula-Decke (Tab. 3–5) zeigt genau eine Probe die reduzierende Paragenese Graphit–Sulfid (SL 509)! Eine mögliche Kompensation der tiefen H₂O-Gehalte unserer Hochdruck-Fluids geschieht somit im wesentlichen durch CO₂. Eine zusätzliche Verdünnung durch andere Komponenten, insbesondere Chloride, ist zudem in Betracht zu ziehen.

3.4.3 Fluid und retrograde Metamorphose

Pelit- und Mergelparagenesen zeigen während des Druckmaximums die tiefsten Varianzen des gesamten *P–T*-Weges (Tab. 3–5). Mehrere Proben enthalten vollständig gepufferte Paragenesen (Anzahl chemisch unabhängiger Komponenten gleich Anzahl Phasen), das heisst, die Aktivitäten aller Phasen (inklusive H₂O) sind (intern) fixiert. Mit zunehmender Druckentlastung vergrössert sich in diesen Lithologien generell die Varianz (Tab. 3–5). Die interne Fluid-Pufferung schwächt sich zunehmend ab. Die in Kapitel 2.3.1 und 2.3.2 beschriebenen Mikrorisse der Leis- und Carassino-Phase (Fig. 20, 21) ermöglichen den Transport eines freien Fluids, in dessen Bereich

starke Karbonatisierung und Hydratisierung auftritt. Dieses späte Fluid ist nicht mehr in lokalem Gleichgewicht (sein Zutritt bewirkt spontane Hydratation und Karbonatisierung) und scheint extern kontrolliert zu sein.

Metabasite führen in Titanit-Aggregaten alte Rutil-Kerne, welche prä- oder syn-HP-Klimax mit Qtz und Clc koexistiert haben. Syn-Zapport reagieren diese nach der Reaktion



zu Titanit. Dies impliziert (bei konstanter Temperatur) während des retrograden Metamorphoseastes eine Abnahme des CO₂-Partialdrucks (z.B. SCHUILING & VINK 1967 in LAIRD 1982).

Untersuchungen an stabilen Isotopen (O, H) der Mittleren und Südlichen Adula-Decke (FRUEH-GREEN & THOMPSON 1985) zeigen zwei Episoden von Fluid-Infiltration in eklogitische Boudins. Die erste Infiltration führt zur Hydratation trockener Eklogite ohne Bildung eines isotopischen Gleichgewichtes (sowohl innerhalb der Basite, wie zwischen Basiten und Matrix-Peliten): Fluid-Mengen sind gering oder intern gepuffert. In einem zweiten synkinematischen Stadium, welches zum Wachstum von Biotit in den Amphiboliten führt, sind die Fluid-Mengen grösser oder von anderer Zusammensetzung. Die isotopische Fluid-Entwicklung zeigt somit eine gute Übereinstimmung mit den oben beschriebenen Beobachtungen.

3.5 Ein metamorphes Entwicklungsmodell

3.5.1 Ein Modell zur metamorphen Entwicklung der Valser Glimmerschiefer

Die Metamorphose der NE Adula-Decke wurde im Rahmen dreier unabhängiger Ansätze zu verstehen versucht: der paragenetischen und der mineralchemischen Entwicklung sowie durch Thermobarometrie einzelner kritischer Paragenesen. Alle drei Methoden führen im wesentlichen zur gleichen *P–T*-Entwicklung der Valser Glimmerschiefer. Figur 46 fasst diesen *P–T*-Weg schematisch zusammen und zeigt seine Beziehung zu der in Kapitel 2 (insbes. Kap. 2.4) beschriebenen Deformationsschichte.

Figur 46 inkorporiert alle *P–T*-Felder der Kapitel 3.3 und 3.4 mit Ausnahme von jenem der Probe SL 563. Im Rahmen aller vorliegender Daten (siehe unten) scheinen die Temperaturen dieser Probe deutlich zu tief zu liegen. Dies ist eine Funktion der nachträglichen Oxidation von SL 563 bzw. zu hoher Fe³⁺-Korrekturen und wurde schon in Kapitel 3.2.1, 3.3.3 und 3.3.4 als Möglichkeit in Betracht gezogen.

Erste alpine Deformationsstrukturen (Verschuppung von externem Mesozoikum und sialischem Altkristallin) bilden sich im Bereich eines relativ hohen Druckgradienten, den Metamorphose-Bedingungen der *Sorreda-Phase*. Diese können nur vage abgeschätzt werden und liegen möglicherweise im Bereich 380–450°C / 6–8 kb, dem Sta-

bilitätsbereich von Glaukophan plus Ca-Amphibol und von Zoi plus Kya. Wasseraktivitäten in Mergeln liegen zwischen 0.2 und 0.4.

Das *Druckmaximum* der alpinen Metamorphose wird unter zunehmender Temperatur erreicht. Dies widerspiegelt temperatursensitive Austauschreaktionen im Amphibol und Granat sowie die paragenetische Entwicklung der Metapelite. Aufgrund der relativ hohen Temperaturen dieser Hochdruck-Metamorphose (470–540°C / 12–15 kb) sind die Amphibole im allgemeinen Barroisite. In Fe-reichen Peliten dominiert die Paragenese Gar–Kya–Ctd, in Mg-reichen Peliten die Paragenesen Gar–Kya–Chl und Gar–Chl–Tlc, ± Kya. Metamergel zeigen im allgemeinen grobkörnige Zoi–Kya–Gar–Ctd-Paragenesen. Die Wasseraktivitäten sind in Peliten und Mergeln oft intern gepuffert und tief (0.15–0.3 in Peliten, 0.15–0.2 in Mergeln). Diese tiefen *a*_{H₂O}-Werte sind möglicherweise durch relativ hohe CO₂-Aktivitäten kompensiert. Andernfalls ist das Hochdruckstadium in diesen Lithologien durch weitgehende Abwesenheit eines freien Fluids charakterisiert.

Die Scher-Deformationen der *Zapport-Phase* (Dekentransport und Überschiebung auf liegende Kristallin und Mesozoikum-Einheiten) beginnen während des Druckhöhepunktes und sind während langer Zeit aktiv: Im Druckintervall zwischen etwa 15(?) und 8 kb. Diese Dekompression geschieht aufgrund zahlreicher Evidenzen (paragenetische Entwicklung der Pelite, drucksensi-

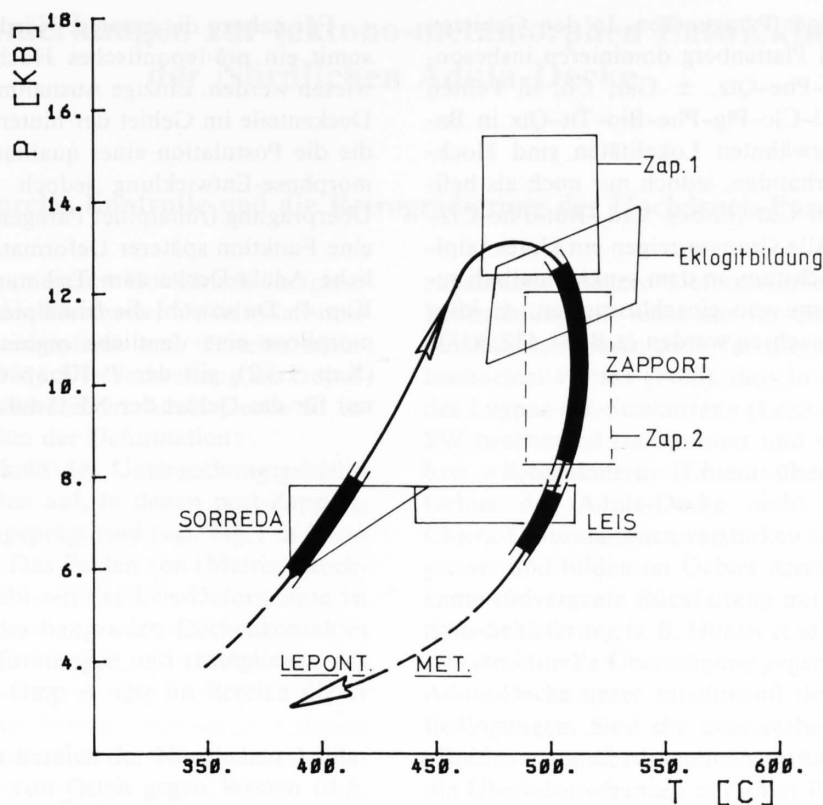


Fig. 46: Der P - T -Weg der NE Adula-Decke. Umgrenzte Felder entsprechen den P - T -Räumen, wie sie in Kapitel 3.3 und 3.4 bestimmt wurden, Eklogitbildung nach HEINRICH (1983). Schwarze Balken lokalisieren die in Kapitel 2 beschriebenen Deformationsphasen Sorreda, Zapport und Leis. P - T -Bedingungen der Lepontischen Metamorphose aus Literaturvergleich (insbes. KUPFERSCHMID 1977).

tive Austauschreaktionen in Amphibol, Thermometrie der Proben SL451 und SL435) im wesentlichen isothermal bei Temperaturen um 500°C. Zapport-Deformationen sind somit (\pm Blauschiefer-fazielle) Hochdruck-Verformungen.

Die in situ gebildete regionale Faltenstruktur der *Leis-Phase* entsteht direkt anschliessend an die Deckenplatznahme bei nur leicht tieferen Drucken (um 7 kb) und ähnlichen Temperaturen. Rekristallisierende Amphibole zeigen wiederum nur drucksensitive Austauschreaktionen. Metamergel reagieren zu Mar-führenden Paragenesen.

Sorreda- bis Leis-Deformationen sind prä-lepontisch. Lepontische Paragenesen (obere Grünschiefer-Fazies vom Barrow-Typ, vgl. KUPFERSCHMID 1977, TEUTSCH 1982) korrelieren möglicherweise mit den Carassino-Deformationen, wurden aber nicht kalibriert, da sie in der NE Adula-Decke kaum auftreten.

Während der Druckentlastung nimmt generell in Peliten und Mergeln die Varianz zu, das heisst die interne Fluid-Pufferung im Bereich des Druckmaximums löst sich. Fluidreiche Mikrorisse dokumentieren in diesen Lithologien während der Leis- und Carassino-Phase ein freies Fluid. Die Zusammensetzung dieses Fluids scheint extern kontrolliert zu sein. In Basiten deutet die Zapport-bis Carassino-Paragenese $\text{Tit} + \text{Clc} + \text{Qtz}$ auf einen tiefen CO_2 -Partialdruck während des retrograden Metamorphoseweges als zu Beginn der alpinen P - T -Geschichte.

3.5.2 Regionale Extrapolationen der Valser Metamorphose-Geschichte

Das Auftreten von Eklogiten und ihren Relikten ist generell auf die östlichen Deckenteile der Adula beschränkt (HEINRICH 1982, Fig. 1). Aus deren NW-Ecke liegen detaillierte petrographische Beschreibungen vor (EGLI 1966, DEUTSCH 1979), die keine Hochdruck-Paragenesen erwähnen. HEINRICH (1983) postuliert aus diesem Grund eine deckeninterne Suture, die Kristallineinheiten mit unterschiedlicher P - T -Geschichte voneinander abgrenzt. Eine Extrapolation der Valser Metamorphose-Geschichte auf die gesamte Nördliche Adula-Decke verlangt darum nach einer Begründung.

Eklogite und deren Relikte sind wohl in den östlichen Deckenteilen konzentriert, treten aber dennoch in nahezu allen tektonischen Niveaus des Adula-Kristallins auf. So finden sich Eklogite im gesamten Profil des Zapport-Querschnitts, welcher im Westen sehr tiefe tektonische Einheiten anschneidet (vgl. mit Fig. 2, 16). Sowohl im Gebiet des Lentatals (Lampertsch Alp, Oxenstafel) wie im Gebiet der Adulahütte FAT (Talende Val di Carassino; Probe Ad 79, HEINRICH 1983) finden sich eklogitische Gerölle, welche wiederum aus tektonisch tiefen Gebieten stammen müssen (Gebiet des Leis-Scharniers *D* in Fig. 11, 12).

Glimmerschiefer zeigen (von Vals ausgehend) sowohl gegen Süden wie gegen Westen eine Zunahme tempera-

turbetonter, grobkörniger Paragenesen. In den Gebieten Zapport, Lentatal und Plattenberg dominieren insbesondere Bio-Plg-Epi-Tit-Phe-Qtz, \pm Gar, Chl in Peliten und Ca-Mg-Amp-Chl-Clc-Plg-Phe-Bio-Tit-Qtz in Basiten. In allen drei erwähnten Lokalitäten sind Hochdruck-Paragenesen vorhanden, jedoch nur noch als helicytische Einschlüsse in Gar (insbes. Ctd₁-Rut-Phe-Clz-Qtz-Gar₁ in Peliten). Alle Granate zeigen ein klares (alpines!) zweiphasiges Wachstum, in dem synkinematisch rotierte, helicytische Kerne von einschlussarmen, \pm idiomorphen Säumen umwachsen werden (z.B. SL 432, 433).

Für nahezu die gesamte Nördliche Adula-Decke kann somit ein prä-lepontisches Hochdruck-Stadium nachgewiesen werden. Einzige Ausnahme bilden die allertiefsten Deckenteile im Gebiet der hinteren Val di Carassino, für die die Postulation einer qualitativ abweichenden Metamorphose-Entwicklung jedoch unnötig erscheint. Die Überprägung frühalpiner Paragenesen ist im wesentlichen eine Funktion späterer Deformationen, welche die Nördliche Adula-Decke zum Teil nur selektiv ergreifen (vgl. Kap. 4). Da sowohl die frühalpine wie lepontische Metamorphose eine deutliche regionale Zonierung aufweist (Kap. 1.3.2), gilt der *P-T*-loop der Figur 46 quantitativ nur für das Gebiet der NE Adula-Decke.

4. Bemerkungen zur tektono-metamorphen Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke

4.1 Strukturelle Kontrolle und die Retrogradierung der Hochdruck-Paragenesen

Die Erhaltung prä-lepontischer Hochdruck-Paragenesen ist eine Funktion dreier Parameter: Gesteinsdeformation, *P-T*-Weg der Metamorphose und Gesteinszusammensetzung (HEINRICH 1983). Die Verbreitung der frühalpinen Paragenesen der Nördlichen Adula-Decke ist im wesentlichen eine Funktion der Deformation:

Eklogite treten innerhalb des Untersuchungsgebietes ausschliesslich in Gebieten auf, in denen post-Zapport-Deformationen nicht ausgeprägt sind (vgl. Fig. 1 in HEINRICH 1982 mit Fig. 12, 7). Das Fehlen von (Matrix-)Hochdruck-Paragenesen in Gebieten der Leis-Deformation ist augenfällig. Im Gebiet des hangenden Deckenkontaktes dominieren Zapport-Verformungen und ermöglichen das Überleben von Glc und Omp + Qtz im Bereich dieser Hochdruck-Scherflächen.

Generell lässt sich im Bereich der Nördlichen Adula-Decke beobachten, dass von Osten gegen Westen (d.h. von tektonisch höheren zu tektonisch tieferen Einheiten)

zunehmend jüngere Deformationen dominieren. Diese Beobachtung gilt nicht nur für den Bereich des Adula-Kristallins, sondern auch für die weitere Umgebung. So beobachtet PROBST (1980), dass in den Bündnerschiefern des Lugnez «*B*₃-Strukturen» (Leis) dominieren, die gegen SW zunehmend transponiert und von «*B*₄-» (Carassino) bzw. «*B*₅-Strukturen» (Chiera) überprägt werden. Die im Gebiet der Adula-Decke nicht mehr beobachtbaren Chiera-Deformationen verstärken sich gegen Westen progressiv und bilden im Gebiet Airolo-Nufenen eine markante südvergente Rückfaltung mit penetrativer Crenulations-Schieferung (z. B. HUBER et al. 1980). Diese progressive strukturelle Überprägung gegen Westen erfolgt in der Adula-Decke unter zunehmend tieferen Metamorphose-Bedingungen. Sind die entsprechenden kinetischen wie «fluiden» Randbedingungen erfüllt, so verringern sich die Überlebenschancen der alten Paragenesen progressiv gegen Westen.

4.2 Kontinuierliche Deformationsprozesse im Bereich der Druckentlastung

Aufgrund rein struktureller Argumente ist eine Unterscheidung von kontinuierlicher oder diskontinuierlicher Deformationsgeschichte der Adula-Decke nicht möglich (vgl. Kap. 2.4). Petrologische Argumente (Kap. 3.2, 3.3) konnten jedoch zeigen, dass die Zapport-Deformationen während stark verschiedenen Metamorphose-Bedingungen aktiv sind (im Bereich von 15(?)–8 kb) und einem kontinuierlichen Scherprozess zu entsprechen scheinen. Die Druckspanne während ein und demselben Deformationsprozess scheint deutlich grösser zu sein als zwischen verschiedenen Deformationsphasen.

Eine solche Charakteristik von Verformungsereignissen ist erstaunlich und steht im Widerspruch zu den Axiomen, auf denen die Definition einer Deformationsphase nach HUBER et al. (1980) fusst (vgl. Kap. 2.2.1).

Stark ändernde physikalische Bedingungen der Zapport-Phase wurden anhand einer lokalen Detailstudie herausgearbeitet. Regionale Beobachtungen von Deformation/Metamorphose-Interferenzen im Bereich der ge-

samten Adula-Decke führen zu einem analogen Resultat. So beobachtet HEINRICH (1983, p. 181) folgende Altersbeziehungen der N-S-orientierten Minerallineation (Zapport-Phase) zur Mineralbildung:

- Gleichzeitig mit der Eklogitfazies-Metamorphose im Gebiet des Trescolmen.
- Nach der Hochdruck-Metamorphose und gleich alt wie die amphibolitfazielle Überprägung im Gebiet Alp de Confín.
- Gleich alt wie Omp-Amphibolit-Paragenesen als mineralogisches und textuelles Zwischenglied der Umwandlung von Eklogiten zu Chl-Amphiboliten (Hinterrhein?).

Diese regionalen Beobachtungen finden ihre Erklärung somit im selben tektono-metamorphen Modell: dem Modell einer kontinuierlichen Scherverformung während (isothermaler) Dekompression.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit ist ein Versuch, die alpine Entwicklungsgeschichte der Nördlichen Adula-Decke – einer nordpenninischen sialischen Grundgebirgseinheit – mittels einer kombinierten Anwendung von tektonischen, gefügekundlichen, paragenetischen und mineralchemischen Methoden weiter verstehen zu lernen. Die Untersuchung beinhaltet im wesentlichen eine Analyse der Verformungsstrukturen vom makro- bis mesoskopischen Bereich im Gebiet der Adula-Decke nördlich des Zapport-Kessels (Koordinate 150) und eine mikrostrukturelle und petrologische Detailstudie an pelitischen, mergeligen und basischen Glimmerschiefern der Region Vals–Zerfreila–Peital (NE Adula-Decke).

Strukturelle Entwicklung

Die strukturelle Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke kann in vier regionale Phasen plastischer Verformung gegliedert werden. Diese Unterteilung fusst im wesentlichen auf tektonischen und makroskopischen Interferenzen im km-Bereich. Im mesoskopischen und mikroskopischen Bereich lassen sich zeitlich entsprechende Strukturelemente erkennen, deren Übergänge und Interferenzen jedoch zum Teil mehrdeutig oder fliessend sind: Mesoskopische Falten zeigen wohl im Grössenbereich von wenigen km² kohärente Interferenzmuster und charakteristische Faltenstile; im Grössenbereich des Untersuchungsgebietes (176 km²) gehen diese Kriterien jedoch zum Teil verloren. Eine mesoskopische Unterteilung diskreter Deformationsphasen wird künstlich. Die Benennung der regionalen Deformationsphasen erfolgt nach Typlokalitäten.

Erste alpine Deformationen der *Sorreda-Phase* ergreifen eine strukturell stark inhomogene Oberkruste aus geschieferten Paragneisen und Schiefern, welche in verschiedenen tektonischen Niveaus von massigen, spätherzynisch (?) intrudierten Graniten durchsetzt sind. Sorreda-Deformationen verschuppen diese sialische Kruste mit Mesozoika des Walliser Troges bzw. der späteren Misoxer Zone (post-Cénomaniens). Es bildet sich eine erste penetrative Schieferung S_1 , welche im Norden die Granite zum Teil nur randlich erfasst. Im mikroskopischen Bereich beobachtet man S_1 insbesondere als helicytische Schieferung in Granat, welche von einer mm-breiten stofflichen Differentiation begleitet wird.

Diese Schuppen- (oder Teildecken-!) Kontakte werden während der Deformationen der *Zapport-Phase* isoklinal überfaltet. Diese Phase bildet die Hauptverformung der gesamten Nördlichen und Mittleren Adula-Decke: die Hauptschieferung S_2 , eine penetrative Aggregatstreckungs-Lineation L_2 und (parallel orientiert) eine Generation liegender Falten B_2 . Zapport-Lineare, die in der Mittleren Adula-Decke mit hoher Konstanz N–S gerichtet sind, biegen nördlich des Zapport-Kessels in grossen Bögen ($r = 5$ km) in W–E- bis ENE-Richtung um. Gefügeelemente und Faltenstil deuten auf eine stark rotationelle

Verformung und grosse Streckung in N–S-Richtung. Diese Scherverformungen der Zapport-Phase werden mit dem Deckentransport korreliert, welcher eine Überschiebung von mindestens 50 km in nördlicher Richtung auf Simano-Kristallin und Nordpenninisches Mesozoikum s.s. inkorporiert. Alte Deformationen im hangenden Deckenkontakt zur Misoxer Zone scheinen ebenfalls während dieser Phase angelegt worden zu sein. Die Mikrostrukturen der Zapport-Phase sowie das mechanische Verhalten der Porphyroblasten deuten auf relativ hochtemperierte (500–550°C ?) Scherdeformationen.

Nach der Platznahme des Adula-Kristallins bildet sich in situ eine liegende Megafalte der *Leis-Phase*, welche die Adula-Decke (als Faltenkern) und die Bündnerschiefer der Misoxer Zone ergreift. Letztere werden derart bis an die Deckenbasis herumgebogen (Lunschiana-Phase nach PROBST 1980). Leis-Parasitärstrukturen erster Ordnung sind Scharniergebiete im km-Bereich, welche gesamthaft auskartiert wurden. Mesoskopische Faltenprofile sind im allgemeinen kongruent und deutlich geringer gestreckt als Zapport-Strukturen. Eine parallele Minerallineation (konstant ENE gerichtet) sowie eine im Norden und Westen des Untersuchungsgebietes penetrative Achsenebenen-Schieferung begleiten die Leis-Falten. Leis-Strukturen dominieren an der Deckenbasis und der frontalen Deckenstirn; sie scheinen sich gegen Süden zu öffnen und schwächen sich südlich des Valser Rheins stark ab. Der Stil mikroskopischer Leis-Strukturen ist – analog dem mesoskopischen Bereich – variabel. Das häufige Auftreten von syn- bis postkinematischen Böhmischen Lamellen in Quarz dokumentiert die Existenz eines freien Fluids während der Leis-Phase.

In einer letzten Phase plastischer Verformung, der *Carassino-Phase*, werden alle Strukturen flexurartig gegen Norden – in die nördlich anschliessende Alpettas-Synform – hinabgebogen. In Gebieten grosser Krümmung entwickeln sich parasitäre Crenulationen. Entlang mikroskopischer Risse, welche die Hauptschieferung im allgemeinen in grossem Winkel durchschlagen, bewirkt ein extern kontrolliertes Fluid starke Hydratisierung und Karbonatisierung der Matrix. Deformationsmechanismen kritischer Mineralphasen verlangen Temperaturen über 300°C.

Die westlich des Untersuchungsgebietes stark ausgebildeten späteren Deformationen der Chiera-Phase («Rückfaltung») finden im Adula-Kristallin keine Fortsetzung.

Stratigraphische Korrelationen und radiometrische Daten ermöglichen Spekulationen über das absolute Alter der einzelnen Deformationsphasen.

Metamorphe Entwicklung

Mikrostrukturelle und petrologische Untersuchungen wurden an Glimmerschiefern dreier Chemismen vorgenommen: an Metapeliten (K–Al–Si–Fe–Mg–H–O–Schie-

fern), an Metamergeln (Pelite mit Ca) und an Albit-Amphibolschiefern (Basiten). Alle Glimmerschiefer-Proben zeigen nasschemisch wie rechnerisch erstaunlich hohe Fe^{3+} -Gehalte, die im allgemeinen nicht auf Verwitterung zurückzuführen sind und mit paragenetischen Kriterien korrelieren. Die Sauerstoff-Fugazitäten sind somit relativ hoch, graphitisches Material bleibt jedoch erhalten.

Die metamorphe Entwicklung der Glimmerschiefer zwischen Vals, Zerfreila und Peital wird durch drei Ansätze zu verstehen versucht: der paragenetischen Entwicklung, der *P*- und *T*-sensitiven mineralchemischen Entwicklung und der Thermobarometrie (Gar-Phe, Gar-Amp, Amp-Plg, Zoi-Ano-Gro, Na^{M4} in Amp) an synkinematischen Porphyroblasten aus kritischen Faltenschnitten der Zapport- und Leis-Phase. Alle drei Methoden führen zu einem analogen Entwicklungsmodell:

Die Metamorphose-Bedingungen der *Sorreda-Phase* können nur vage abgeschätzt werden und liegen möglicherweise im Bereich 380–450°C/6–8 kb. Glaukophan plus Ca-reicher Barroisit dokumentieren in diesem *P–T*-Bereich eine Mischungslücke der Na-Ca-Amphibole. Die Metamergel-Paragenese Zoi plus Kya verlangt eine Wasseraktivität zwischen 0.2 und 0.4. Metapelite zeigen eine erste Chloritoid-Generation (in helicytischer Schieferung in Granat) von intermediärem Mg/Fe-Verhältnis (0.28).

Die höchsten Metamorphose-Drucke (12–15 kb bei 470–540°C) werden unter zunehmender Temperatur erreicht und sind möglicherweise leicht höher als die Equilibrierungs-Drucke frischer Eklogite nach HEINRICH (1983). Alle Amphibole sind am Druckmaximum Barroisit (aufgrund der relativ hohen Temperaturen ist der Na-Ca-Solvus überschritten!). Diese zeigen nur *T*-sensitive Austauschreaktionen (Edenit-, Tschermakit-Substitution). In Fe-reichen Peliten bildet sich Gar-Kya-Ctd (Mg/Fe von Ctd = 0.5) aus Gar-Kya-Sta (Sta-Vorkommen 10 km weiter N als bisher bekannt). In Mg-reichen Peliten sind die Paragenesen Gar-Kya-Chl und Gar-Chl-Tlc, \pm Kya, in Mergeln die Paragenese Zoi-Kya-Gar-Ctd stabil. Wasseraktivitäten sind in Mergeln und Peliten oft intern gepuffert und tief (0.15–0.3 in Peliten, 0.15–0.2 in Mergeln).

Deformationen der *Zapport-Phase* beginnen am Druckmaximum und halten möglicherweise bis in den Druckbereich von etwa 8 kb an. Diese Dekompression geschieht im wesentlichen isothermal, bei Temperaturen um 500°C. Basische Schiefer zeigen durchwegs die Paragenese der «common mafic schists» (LAIRD 1980) und kontinuierliche, *P*-sensitive Austauschreaktionen (Plagioklas-, Glaukophan-Substitution) in stets barroisitischen Amphi-

boliten. Pelite bilden – im Gegensatz zu Mergeln – ebenfalls kaum diskontinuierliche Mineralreaktionen.

Deformationen der *Leis-Phase* beginnen direkt anschliessend an die Deckenplatznahme der Zapport-Phase bei nur leicht tieferen Drucken (um 7 kb) und ähnlichen Temperaturen. Rekristallisierende Barroisit zeigen wiederum nur *P*-sensitive Austauschreaktionen. Metamergel reagieren zu Margarit-führenden Paragenesen.

Während der Druckentlastung der Zapport- und Leis-Phase nimmt generell in Peliten und Mergeln die Varianz zu, das heisst, die interne Fluidpufferung des Druckhöhepunktes schwächt sich ab. Mikrorisse der Leis- und Carassino-Phase ermöglichen die Zirkulation eines freien Fluids, welches während der späten Deformationsphasen im wesentlichen extern kontrolliert ist.

Sorreda- bis Leis-Deformationen sind prä-lepontisch. Lepontische Paragenesen (mit einer dritten Fe-reichen Chloritoid-Generation in Peliten) entsprechen in der NE Adula-Decke der oberen Grünschiefer-Fazies vom Barrow-Typ und korrelieren möglicherweise mit den *Carassino*-Deformationen.

Die vorliegende *P–T*-Entwicklung gilt quantitativ nicht für das gesamte Untersuchungsgebiet nördlich des Zapport-Kessels, darf aber qualitativ auf die gesamte Nördliche Adula-Decke übertragen werden.

Die Retrogradierung der Hochdruck-Paragenesen ist im vorliegenden Fall hauptsächlich eine Funktion der inhomogenen Deformation: Eklogite und deren Äquivalente überleben im Adula-Kristallin nur in Gebieten fehlender post-Zapport-Deformationen.

Deformations-Ereignisse sind in der Adula-Decke nicht punktuelle Ereignisse bei konstantem *P* und *T*, sondern zum Teil lang anhaltende, kontinuierliche Verformungsprozesse. Dies scheint insbesondere für die relativ hochtemperierten Scherverformungen der frühen alpinen Entwicklungsgeschichte charakteristisch zu sein.

Metamorphe Reaktionen scheinen im Vergleich zu Deformationsprozessen kurzzeitig zu sein. Dies führt zur Bildung von pseudostatischen Porphyroblasten, die im Grunde genommen synkinematisch wachsen.

Die Kombination von strukturellen und petrologischen Daten führt zu weiteren Argumenten für ein alpines Alter der Hochdruck-Metamorphose in der Adula-Decke: Zapport-Deformationen, die das gefügeprägende Ereignis der Adula-Decke darstellen und mit der Deckenplatznahme korreliert werden, finden während eklogitfaziellen bis blauschieferfaziellen Metamorphose-Bedingungen statt. Da die Deckenbildung im Lepontin sicher alpinen Alters ist, müssen obige Hochdruckstadien auch alpin sein.

Abstract

Data and results of a combined structural and petrological study in the Lower Penninic Adula basement nappe, Central Alps, are described.

The study includes the description of the macro- and mesoscopic deformation structures in the northern (frontal) part of the nappe (176 km²), and detailed microscopical and petrological investigations of schistose rocks in the northeastern part of the study area around Vals. Petrological investigations cover a paragenetical, a chemical and an equilibrium study of minerals forming basic, pelitic and marly schists. The interaction between deformation and metamorphism is briefly described.

The Alpine evolution of the northern part of the nappe can be divided into four steps of plastic deformation: (i) nappe formation, (ii) nappe transport under high internal deformation, (iii) recumbent mega-folding of Adula

nappe (core of fold) and surrounding Bündnerschiefer, (iv) upright refolding and open crenulation in the most frontal parts of the nappe.

Petrological investigations demonstrate that the shear deformations of step (i) and (ii) occur in a high-pressure regime and are most probably long lasting continuous deformation processes. Decompression during (iii) and (iv) is accompanied by an increase in variance of schistose parageneses. Fluids are successively(?) externally controlled and eclogites and blueschists are hydrated to amphibolites and greenschists where contemporaneous deformation is strong.

The combination of structural and petrological data leads to further arguments supporting the Alpine age of the high-pressure parageneses occurring in basement and cover of the Adula nappe.

Literaturverzeichnis

- ADLER, R.E., KRÜCKEBERG, F., PFISTERER, W., PILGER, A. & SCHMIDT, M.W. (1968): Elektronische Datenverarbeitung in der Tektonik. – Clausth. tect. H. 8, 157.
- BAUMGARTNER, L.B. (1982): Petrologie der Alp de Confin, Misox (GR). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Basel.
- BAUMGARTNER, L.B. & LÖW, S. (1983): Deformation und Metamorphose der Adula-Decke südwestlich San Bernardino. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 215–232.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – J. Geol. 76, 382–403.
- BICKLE, M.J. & POWELL, R. (1977): Calcite–dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. The Glockner area of the Tauern Window, Austria. – Contr. Mineral. Petrol. 59, 281–292.
- BRODIE, K.H. & RUTTER, E.H. (1985): On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. – In: THOMPSON, A.B. & RUBIE, D.C.: Metamorphic reactions, kinetics, textures and deformation. – Springer, New York.
- BROWN, E.H. (1974): Comparison of the mineralogy and phase relations of blueschists from the North Cascades, Washington, and greenschists from Otago, New Zealand. – Bull. geol. Soc. Amer. 85, 333–344.
- (1977): The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. – J. Petrol. 18/1, 53–72.
- BUCHER-NURMINEN, K., FRANK, E. & FREY, M. (1983): A model for the progressive regional metamorphism of margarite-bearing rocks in the Central Alps. – Amer. J. Sci. 283-A, 370–395.
- CARMAN, J.H. & GILBERT, M.C. (1983): Experimental studies on glaucophane stability. – Amer. J. Sci. 283-A, 414–437.
- CARTER, N.L. (1976): Steady state flow of rocks. – Rev. Geophys. Space Phys. 14/3, 301–360.
- CHATTERJEE, N.D. (1976): Margarite stability and compatibility relations in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a pressure–temperature indicator. – Amer. Mineralogist 61, 699–709.
- CHOPIN, CHR. & SCHREYER, W. (1983): Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. – Amer. J. Sci. 283-A, 72–96.
- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. – J. struct. Geol. 2, 119–126.
- CODONI, A.G. (1981): Geologia e Petrografia della regione del Pizzo di Claro. – Diss. ETH Zürich.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1980): An introduction to the rock forming minerals. – Longman, London.
- DEUTSCH, A. (1979): Serpentinite und Rodingite der Cima Sgiu (NW Aduladecke, Ticino). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 319–347.
- DROOP, G.T.R. & BUCHER-NURMINEN, K. (1984): Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine-bearing granulites from the Gruf complex, Italian Central Alps. – J. Petrol. 25, 766–803.
- ECKHOUT, B. VAN DEN & KONERT, G. (1983): Plagioclase porphyroblast growth and its relation to deformation in the Alhamilla unit (Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain). – J. metamorphic Geol. 1, 227–249.
- EGLI, W. (1966): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 47.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria. – Contr. Mineral. Petrol. 71, 13–22.
- ERNST, W.G. (1979): Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. – Mineral. Mag. 43, 269–278.
- ESSENE, E.J. (1982): Geologic thermometry and barometry. – In: FERRY, J.M.: Characterization of metamorphism through mineral equilibria. – Rev. in Mineral. 10 (Mineral. Soc. Amer.).
- ETHERIDGE, M.A. & HOBBS, B.E. (1974): Chemical and deformational controls on recrystallisation of mica. – Contr. Mineral. Petrol. 43, 111–124.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. & VERNON, R.H. (1983): The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. – J. metamorphic Geol. 1, 205–226.
- EUGSTER, H.P. & SKIPPER, G.B. (1967): Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria. – In: ABELSON, P.H.: Research in Geochemistry 2 (p. 492–520). – Wiley & Sons, New York.
- FERGUSON, C.C. & HARTE, B. (1975): Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time relations of deformation and crystallization. – Geol. Mag. 112/5, 467–480.
- FERRY, J.M. (1976): P , T , f_{CO_2} and $f_{\text{H}_2\text{O}}$ during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville–Vassatboro area, south-central Main. – Contr. Mineral. Petrol. 57, 114–143.
- FERRY, J.M. & BURT, D.M. (1982): Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria. – In: FERRY, J.B.: Characterization of metamorphism through mineral equilibria. – Rev. in Mineral. 10 (Mineral. Soc. Amer.).
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., JÄGER, E. & STERN, W.B. (1983): Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. – Contr. Mineral. Petrol. 83, 185–197.
- FREY, M., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel–Chiasso. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 649–659.
- FRÜH-GREEN, G. & THOMPSON, A.B. (1985): Stable isotope indications of fluid motion in the amphibolisation of eclogites in the Adula nappe. – Terra cognita 5, 336.
- FUMASOLI, M.W. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio–Tonale-Linie im Westen von Gravedona. – Diss. ETH Zürich (Steinbauer & Rau, München).
- GANSSE, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 17, 291–522.
- GASSER, U. (1978): Zur tektonischen Problematik der Moselmulde. – Geotekt. Forsch. 54, 45–64.
- GOLDSMITH, J.R. (1982): Plagioclase stability at elevated temperatures and water pressures. – Amer. Mineralogist 67, 653–675.
- GOLDSMITH, J.R. & NEWTON, R.C. (1969): P – T – X -Relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperatures and pressures. – Amer. J. Sci. 57-A, 160–190.
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R. (1984): A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. – J. metamorphic Geol. 2, 13–31.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. – In: BAILEY, S.W.: Micas. – Rev. in Mineral. 13 (Mineral. Soc. Amer.).
- HALBACH, H. & CHATTERJEE, N.D. (1984): An internally consistent set of thermodynamic data for twenty-one $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ phases by linear parametric programming. – Contr. Mineral. Petrol. 88, 14–23.

- HÄNNY, R., GRAUERT, B. & SOPTRAJANOVA, G. (1975): Paleozoic migmatites affected by high-grade Tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). A geochronological study. – *Contr. Mineral. Petrol.* 51, 173–196.
- HARTE, B. & HUDSON, N.F.C. (1979): Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E Scotland. – In: HARRIS, A.L., HOLLAND, C.H. & LEAKE, B.E.: The Caledonides in the British Isles – reviewed. – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 8, 323–337.
- HEINRICH, C.A. (1982): Kyanite–eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. – *Contr. Mineral. Petrol.* 81/1, 30–38.
- (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Adula-Decke, Zentralalpen (Schweiz). – Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula Nappe. – *J. Petrol.* 27/1, 123–154.
- HEITZMANN, P. (1975): Zur Metamorphose und Tektonik im süd-östlichen Teil der Lepontinischen Alpen (Provincia di Como, Italia). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55, 467–522.
- HELGESON, H.C., DELANY, J.M., NESBITT, H.W. & BIRD, D.K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. – *Amer. J. Sci.* 278-A, 1–229.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilanke, New Hampshire. – *Amer. Mineralogist* 67, 1118–1134.
- HOLLOWAY, J.R. (1977): Fugacity and activity of molecular species in supercritical fluids. – In: FRASER, D.G.: Thermodynamics in geology (p. 161–181). – Reidel, Boston.
- HOSCHEK, G. (1980): Phase relations of a simplified marly rock system, with application to the western Hohe Tauern (Austria). – *Contr. Mineral. Petrol.* 73, 53–68.
- HUBER, M., RAMSAY, J. & SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 593–606.
- JÄGER, E., HUNZIKER, J.C., GRAUERT, B. & GRÜNENFELDER, M. (1969): Geochronology of Phanerozoic orogenic belts. – Unpubl. Guide-Book, Field Trips, Switzerland.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb–Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 134.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 51.
- JÖRGER, J.J. (1977): Bei den Valsern des Valsertales. – *Schr. Schweiz. Ges. Volkskd.*, Bd. 10, Basel.
- KERRICK, D.M. & JACOBS, G.K. (1981): A modified Redlich–Kwong equation for H_2O , CO_2 and H_2O – CO_2 -mixtures at elevated pressures and temperatures. – *Amer. J. Sci.* 281, 735–767.
- KIRSCHKE, D. (1970): Die Programmiersprache GELI I in FORTRAN IV-Version für die Rechenanalyse FBM/360. – *Clausth. tect. H.* 10, 133–138.
- KLEIN, H.H. (1976): Metamorphose von Peliten zwischen Rheinwaldhorn und Pizzo Paglia (Adula- und Simano-Decke). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 457–479.
- KOCH, E. (1982): Mineralogie und plurifazielle Metamorphose der Pelite in der Adula-Decke (Zentralalpen). – Diss. Univ. Basel (Schnelldruck Schlattmann, Basel).
- KOONS, P.O. (1982): An experimental investigation of the behaviour of amphibole in the system Na_2O – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O at high pressures. – *Contr. Mineral. Petrol.* 79, 258–367.
- KOPP, J. (1923): Geologie der nördlichen Adula. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 51.
- KROGH, E.J. & RAHEIM, A. (1978): Temperature and pressure dependence of Fe–Mg-partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. – *Contr. Mineral. Petrol.* 66, 75–80.
- KUPFERSCHMID, CH. (1977): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 1–58.
- LADURON, D.M. (1971): A staining method for distinguishing paragonite from muscovite in thin section. – *Amer. Mineralogist* 56, 1117–1119.
- LAIRD, J. (1980): Phase equilibria in mafic schists from Vermont. – *J. Petrol.* 21, 1–37.
- (1982): Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: blueschist–greenschist–eclogite relations. – In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H.: Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. – *Rev. in Mineral.* 9b (Mineral. Soc. Amer.).
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. (1981a): High-pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont. – *Amer. J. Sci.* 281, 97–126.
- (1981b): Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. – *Amer. J. Sci.* 281, 127–175.
- LAIRD, J., THOMPSON, A.B. & THOMPSON, J.B. (1979a): *P–T*-calibration of amphibole reactions in mafic schists. – *EOS, Trans. amer. geophys. Union* 60, 424.
- (1979b): Geothermometry and geobarometry of amphibole assemblages in greenschist, blueschist and low-grade amphibolite. – *Abstr. mineral. Soc. (London), Bull.* 43, 5.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. – *Amer. Mineralogist* 63, 1023–1052.
- LÖW, S. (1981): Strukturelle und petrographische Beobachtungen im zentralen Teil der Adula-Decke westlich San Bernardino (GR/Schweiz). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Basel.
- (1985a): Struktur der Adula-Stirn: Feldbeobachtungen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 65/1, 123–125.
- (1985b): Die tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke, Zentralalpen, Schweiz. – Unpubl. Diss. Univ. Basel.
- MARESC, W.V. (1977): Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. – *Tectonophysics* 43, 109–125.
- MASSONE, H.J. (1981): Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck–Temperatur-Verhaltens im System K_2O – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O . – Diss. Univ. Bochum.
- MILNES, A.G. (1974a): The structure of the Pennine zone (Central Alps): A new working hypothesis. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- (1974b): A structural reconnaissance along the lower Valle Mesolcina (Graubünden) and the problem of the Adula/Simano contract. – *Structural Field Rep.* 5, ETH Zürich (unpubl.).
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen–Como. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 619–633.
- MILNES, A.G. & SCHMUTZ, H.U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine Zone, Central Alps) – a field study. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 19–23.
- MISCH, P. (1971): Porphyroblasts and «crystallisation force»: Some textural criteria. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 82, 245–252.
- MIYASHIRO, A. (1978): Metamorphism and metamorphic belts. – George Allen & Unwin, London.
- NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – *Eclogae geol. Helv.* 38, 1–119.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet–plagioclase– Al_2SiO_5 –quartz geobarometer. – In: NEWTON, R.C., NAVROSKY, A. & WOOD, B.J.: Thermodynamics of minerals and melts. – *Adv. phys. Geochem.* 1 (Springer, New York).
- NEWTON, R.C., WOOD, B.J. & KLEPPA, O.J. (1981): Thermochemistry of silicate solid solutions. – *Bull. Mineral.* 104, 162–171.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. (1976): Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. – John Wiley & Sons, London.

- OBERHÄNSLI, R. (1978): Chemische Untersuchungen an Glaukophan-führenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58, 139–156.
- OLESEN, N.O. (1978): Distinguishing between inter-kinematic and syn-kinematic porphyroblastesis. – *Geol. Rdsch.* 67/1, 278–287.
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 59–81.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1978): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – *Eclogae geol. Helv.* 71/3, 447–465.
- PERKINS, D., WESTRUM JR., E. F., & ESSENE, E. J. (1980): The thermodynamic properties and phase relations of some minerals in the system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. – *Geochim. cosmochim. Acta* 44, 61–84.
- PIGAGE, L. C. & GREENWOOD, H. J. (1982): Internally consistent estimates of pressure and temperature; the staurolite problem. – *Amer. J. Sci.* 282/7, 943–969.
- PLAS, L. VAN DER (1959): Petrology of the northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks). – *Leidse geol. Meded.* 24/2, 413–603.
- PROBST, PH. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 153.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. – McGraw Hill, New York.
- RAMSAY, J. G. & GRAHAM, R. H. (1970): Strain variation in shear belts. – *Canad. J. Earth Sci.* 7, 786–813.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis*. – Acad. Press, London.
- SCHMID, S. M. (1982a): Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. – In: HSÜ, K. (Ed): *Mountain building processes*. – Acad. Press, London.
- (1982b): An introduction to the analysis of textures of deformed rocks. – Unpubl. Manuscr. «Introduction to ductile deformation», course organized by J. Tullis, New Orleans.
- SCHONEVELD, C. (1977): A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. – *Tectonophysics* 39/1–3, 435–471.
- SCHUILING, R. D. & VINK, B. W. (1967): Stability relations of some titanium minerals (sphene, perovskite, rutil, anatase). – *Geochim. cosmochim. Acta* 31, 2399–2411.
- SCHWANDER, H. & GLOOR, F. (1980): Zur quantitativen Mikrosondenanalyse von geologischen Proben mittels kombiniertem EDS/WDS. – *X-Ray Spectrometry* 9, 134–137.
- SHELLEY, D. (1972): Porphyroblasts and «crystallisation force»: some textural criteria: discussion. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 83, 919–920.
- SIMPSON, C. (1982): The structure of the northern lobe of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 495–516.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 94, 1281–1288.
- SPEAR, F. S. (1980): $\text{NaSi} = \text{CaAl}$ exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. – *Contr. Mineral. Petrol.* 72, 33–41.
- SPEAR, F. S., ROBINSON, P. & SCHUMACHER, J. C. (1982): Calcic amphiboles and sodic amphiboles. – In: VEBLEN, D. R. & RIBBE, P. H.: *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. – Rev. in *Mineral. 9b* (Mineral. Soc. Amer.).
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic textures*. – Pergamon Press, Oxford.
- STEINITZ, G. & JÄGER, E. (1981): Rb–Sr and K–Ar studies on rocks from the Suretta Nappe, Eastern Switzerland. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 61, 121–131.
- STRAIT, J. P. (1979): *Prose instruction manual*. – Pascal News 15 (Univ. Computer Cent. Univ. Minnesota).
- TEUTSCH, R. (1979): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Adula-Decke im Gebiet der Alp d'Arbeola (Mesocco/GR). – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- (1982): *Alpine Metamorphose der Misoxer-Zone (Bündnerschiefer, Metabasite, granitische Gneise)*. – Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- THOMPSON, A. B. (1983): Fluid-absent metamorphism. – *J. geol. Soc. (London)* 140, 533–547.
- THOMPSON, J. B. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. – *Amer. Mineralogist* 42, 842–858.
- THOMPSON, J. B., LAIRD, J. & THOMPSON, A. B. (1982): Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. – *J. Petrol.* 23, 1–27.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 144.
- TRIBOULET, C. (1977): Stabilité et relations de phases dans le système expérimental $\text{NaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Applications à la pétrologie des glaucophanites et des roches qui leur sont associées. – Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/2, 431–460.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland, a guide book (Part A + B)*. – Schweiz. geol. Komm. (Wepf & Co., Basel).
- TRZCIENSKI JR., W. E., CARMICHAEL, D. M. & HELMSTAEDT, H. (1984): Zoned sodic amphibole: petrologic indicator of changing pressure and temperature during tectonism in the Bathurst area, New Brunswick, Canada. – *Contr. Mineral. Petrol.* 85, 311–320.
- TULLIS, J., SNOKE, A. W. & TODD, V. R. (1982): Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. Penrose conference report. – *Geology* 10, 227–230.
- VELDE, B. (1967): Si^{4+} content of natural phengites. – *Contr. Mineral. Petrol.* 14, 250–258.
- VOLL, G. (1976a): Structural studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their importance for the nappe structure of the Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 619–626.
- (1976b): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 641–647.
- WATKINSON, A. J. & COBBOLD, P. R. (1981): Axial directions of folds in rocks with linear/planar fabrics. – *J. struct. Geol.* 3, 211–217.
- WEBER, W. (1966): Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 57.
- WENK, E. (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. – *Eclogae geol. Helv.* 49, 251–265.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS (1980): On mylonites in ductile shear-zones. – *J. struct. Geol.* 2, 175–187.
- WILCKENS, O. (1920): Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals (Adulagebirge, Graubünden). – *Geol. Rdsch.* 11, 43–102.
- WILLIAMS, P. F. & COMPAGNONI, R. (1983): Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia–Lanzo zone, Western Alps, during subduction and uplift. – *J. metamorphic Geol.* 1, 117–140.

Anhang A: Nomenklatur, Symbolik und Abkürzungen

MINERALABKÜRZUNGEN

=====

Act	Aktinolit	Kgl	K-Glimmer
Alb	Albit	Ksp	Kalifeldspat
Als	Alumosilikat	Kya	Disthen
Amp	Amphibol	Law	Lawsonit
And	Andalusit	Mus	Muskowit
Bar	Barroisit	Oli	Olivin
Bio	Biotit	Omp	Omphazit
Cel	Seladonit	Opx	Orthopyroxen
Chl	Chlorit	Par	Paragonit
Clc	Calcit	Phe	Phengit
Clz	Clinozoisit	Phl	Phlogopit
Cor	Cordierit	Plg	Plagioklas
Cpx	Clinopyroxen	Pph	Pyrophyllit
Crb	Karbonat	Pyp	Pyrop
Ctd	Chloritoid	Pyr	Pyrit
Dio	Diopsid	Pyt	Pyrrhotin
Dol	Dolomit	Qtz	Quartz
Eck	Eckermanit	Rut	Rutil
Ede	Edenit	Sca	Skapolith
Ens	Enstatit	Sil	Sillimanit
Epi	Epidot	Spe	Spessartin
Fsp	Feldspat	Spi	Spinell
Gar	Granat	Sta	Staurolith
Glc	Glaukophan	Sti	Stilpnomelan
Gro	Grossular	Tlc	Talk
Hbl	Hornblende	Tre	Tremolit
Hgl	Hellglimmer	Tsh	Tschermakit
Ilm	Ilmenit	Zir	Zirkon
Jad	Jadeit	Zoi	Zoisit

Die Nomenklatur der Amphibole richtet sich nach Leake (1978).

SEMIQUANTITATIVE BESCHREIBUNG DES MODALBESTANDES

=====

Hauptgemengteil: stets vorhanden, >10 %
 Nebengemengteil: " " , > 1 %, < 10 %
 Uebergemengteil: nicht stets vorhanden, > 1%
 Akzessorium : " " " , < 1%

BEZEICHNUNG VON STRUKTURELEMENTEN

=====

Generation	Falte	Lineation	Planarstruktur	Achsenebene
Primär			S(o)	
Sorreda		Ls	Ss	AEs
Zapport	Bz	Lz	Sz	AEz
Leis	Bl	Ll	Sl	AE1
Carassino	Bc	Lc	Sc	AEc

Anhang B: Berechnungsgrundlagen

THERMODATEN

Datenquellen:

- Helgeson et al. 1978 (alle Phasen ausser Alm und Ctd)
- Droop und Bucher 1984 (Alm)
- Bucher pers. com. 1985

Die publizierten Ctd-Daten in Droop und Bucher sind falsch. Die verwendeten neuen Ctd-Daten (s.unten) stammen von Bucher pers. com. 1985. Sta-Daten geben im Vergleich zu klassischen Thermometern und den folgenden Thermodaten stark abweichen- de Gleichgewichts-Temperaturen (Pigage und Greenwood 1982). Aus diesem Grunde wurden Sta-Reaktionen nicht zur Bestimmung von univarianten Gleichgewichten verwendet.

Legende

Alle Einheiten entsprechen exakt jenen von Helgeson et al. (1978, Table 8) bei 298.15K, 1 bar in (calMolK)-Einheiten:

```
*****
* Mineralname Mineralformel *
* G(fel) H(fel) V S *
* a b*10**3 c*10**(-5) (Cp-Funktion) *
* obere T-Limite der Cp-Funktion *
*****
```

```

ANDALUSITE          AL(2)SIO(5)
-580581.0000 -615866.0000      22.2000      51.5300
41.3108330 6.2925561-12.392063 0.000000 0.000000
1200.000
```

```

KYANITE             AL(2)SIO(5)
-580956.0000 -616897.0000      20.0000      44.0900
41.3931320 6.8164626-12.882104 0.000000 0.000000
1200.000
```

```

STEAM              H(2)O (G)
-54634.      -57796.      45.104      24465.
7.30      2.46      -.0
2750.0
```

```

ALPHA-QUARTZ HELG.  SIO(2)
-204646.      -217650.      9.88      22.688
11.22      8.2      -2.7
848.
```

```

ZOISITE            CA(2)AL(3)SI(3)O(12)(OH)
-1549619.0000 -1644131.0000      70.7400      135.9000
106.118 25.214 -27.145 0.000 0.0003000.00
700.000
```

```

GROSSULAR          CA(3)AL(2)SI(3)O(12)
-1496967.0000 -1583397.0000      60.8700      125.3000
104.017 17.013 -27.318 0.000 0.0003000.00
1000.000
```

ANORTHITE		CA(Al(2)Si(2))O(8)		
-954298.0000	-1007772.0000	49.1000	100.7900	
63.3110	14.7940	-15.4400	0.0000	0.0000
1700.000				
MARGARITE		CAAL(2)(Al(2)Si(2)O(10))(OH)2		
-1394370.0000	-1486023.0000	63.8000	129.4000	
102.500	16.350	-28.050	0.000	0.000 848.00
1000.000				
LAWSONITE		CAAL(2)Si(2)O(7)(OH)2.H2O		
-1073628.0000	-1158324.0000	55.8000	101.3200	
81.800	23.360	-16.260	0.000	0.000 848.00
848.00				
PYROPHYLLITE		Al(2)Si(4)O(10)(OH)2		
-1255997.0000	-1345313.0000	57.2000	126.6000	
79.432	39.214	-17.282	0.000	0.0003000.00
800.000				
PARAGONITE		NAAL(2)(AlSi(3)O(10))(OH)2		
1326012.0000	-1416963.0000	66.4000	132.5300	
97.4300	24.5000	-26.4400	0.0000	0.0000
1000.000				
HIGH ALBITE		NA(AlSi(3))O(8)		
-884509.0000	-937050.0000	52.3000	100.4300	
64.170	13.900	-15.010	0.000	0.000 0.00 00
1400.000				

 Ctd-data from Bucher 1985, pers. com.,: 1058

CHLORITOID KBN		FEAL(2)SiO(5)(OH)2		
-713315.	-772193.	29.78	69.63	
60.63	17.13	-13.63		
1000.0				

 Alm-Data from Droop and Bucher-Nurminen 1984: 5527

ALMANDINE D+B		FE(3)Al(2)Si(3)O(12)		
-1180119.	-1258425.	78.00	115.28	
97.50	33.64	-18.73	848.	
1600.0				

Die Berechnung der univarianten Gleichgewichtskurven erfolgte mit einer Version des unpublizierten Programmes SUBCRT (Helgeson und Mitarbeiter, Berkeley). Das Programm berechnet log K-Werte auf der Basis der Beziehungen:

- (i) $G(P,T) = G(298,1) + \int_{298}^T C_{pdT} dT - (T-298)S(298) + T \int_{298}^T ((C_p/T)dT) + VdP$
- (ii) $\Delta G(P,T) = -RT \ln K$

Das Programm verwendet eine H2O-Subroutine nach Kerrick und Jacobs (1981).

Anhang C: Handstück-Verzeichnis

Handstück- Bezeichnung	Gebiet	Koordinate	Aufschluss- Nummer	Handstück- Bezeichnung	Gebiet	Koordinate	Aufschluss- Nummer
SL 304	Val Scaradra	719.61/158.00	5	SL 695-697	Wengli	733.61/156.89	
SL 316	Aquila	716.45/151.98		SL 742	Wissgrätli	728.36/157.81	468
SL 375	Alpe Bolla	718.20/155.76	110	SL 744-745	Wissgrätli	728.75/157.27	473
SL 432,433	Plattenberg	720.89/157.30	201	SL 753-756	SW Vale	732.10/162.80	498
SL 435	SW Vale	732.84/163.66	206	SL 757	SW Vale	732.59/163.28	504
SL 438	Gadenstatt	731.77/163.64		SL 757b	Selva	733.41/161.94	509
SL 444	Gadenstatt	731.71/163.65		SL 760	Selva	733.90/161.29	517
SL 445-446	Gadenstatt	731.60/163.79		SL 762	Fanella	732.56/158.85	530
SL 448	Gadenstatt	731.42/164.00		SL 784,787,789	Hennensädel	730.92/159.30	243
SL 449	Gadenstatt	731.93/162.75		LP 65	Hennensädel	730.11/158.82	
SL 450-451	Gadenstatt	731.75/162.62	221,499	LP 72	Ampervreila	730.00/160.71	
SL 467	Tritt	734.62/159.74		LP 85	Peil	734.82/160.21	
SL 482-484	Frunt	728.91/160.04		LP 95	Selva	733.00/161.51	
SL 485 A	Hennensädel	730.53/159.01	238	LP 168	Gadenstatt	731.90/162.70	220
SL 486-490	Hennensädel	730.54/159.10	239	LP 188-189	Ampervreila	730.14/161.02	
SL 491	Hennensädel	730.65/159.05	241	LP 223	Frunt	729.09/160.13	
SL 492-497	Hennensädel	730.64/159.20	242	LP 276 a	Hennensädel	730.61/159.23	
SL 504	SW Vale	733.44/162.01	249	LP 375	Gadenstatt	731.41/162.23	
SL 509-510	Selva	733.41/161.94	250	EK 31	Peil	734.84/160.54	
SL 511	Selva	733.06/161.25		EK 32	Fanella	733.80/158.80	
SL 512	Selva	732.99/161.10		EK 34 a-d	SW Vale	732.35/163.06	
SL 540	Dachberg	727.30/161.76	291	EK 35	Frunt	729.35/160.25	
SL 543	Gadenstatt	731.44/162.60	304	EK 37	Gadenstatt	731.48/162.37	
SL 551	Frunt	728.54/160.14	328	KL 304	Wengli	732.04/157.20	
SL 552	Ampervreila	731.69/161.70	330	KL 305	Wengli	732.00/157.16	
SL 553	Selva	732.01/161.06	334	KL 306	Wengli	733.14/157.75	
SL 562	Zerfreila	728.26/159.12	346	KL 307	Fanella	733.58/158.26	
SL 563	Ampervreila	731.06/161.92	353	KL 308	Tritt	159.99/734.56	
SL 616,617,621	Frunt	728.39/160.26	1072	T 10	Ampervreila	730.00/161.78	
SL 622	Frunt	728.57/160.39	1073	T 413	Frunt	728.89/160.51	313
SL 624	Dachberg	727.91/160.85	1075	AD 41	Peil	735.51/160.39	
SL 629-630	Scharboda	725.75/161.70		AD 44	Hennensädel	730.65/159.20	
SL 660	Selva	732.94/161.63	1153	AD 45	Hennensädel	730.90/159.25	
SL 661-663	Selva	732.93/161.53	1154				
SL 664-666	Selva	732.90/161.45	1155				
SL 669	Selva	732.79/161.35	1156				
SL 670	Selva	732.08/160.64	1158				
SL 671	Ampervreila	731.55/160.05	1159				

Anhang D: Mikrosonden-Daten

++++++
+ LEGENDE zu "Comment" A:"alt", N:"neu", K:Kern, R:Rand zu..., E:Kleines Korn, I:Einschluss in.. +
++++++

SONDENANALYSEN VON GRANAT

Sample	435	435	435	435	451	451	451	451	451	451	451	451	491	491
Number	386	411	417	431	293	314	319	320	323	326	363	381	123	127
Mineral	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR
Number	A4.2	B18.3	B18.9	E1.2	B1.1	C8	D1.3	D1.4	D1.7	E2	L12	L14	B2.2	A4.1
Comment	A		R	AK	K	IALB	AK	AK	AR	N	N	N	AK	RCTD

SiO2	37.44	36.97	37.29	37.19	37.40	37.69	37.83	37.74	38.40	37.84	37.09	37.41	36.85	37.05
Al2O3	21.30	20.86	21.08	21.10	21.25	21.31	21.47	21.60	21.98	21.38	21.07	21.30	20.56	20.88
TiO2	0.05	0.00	0.09	0.11	0.06	0.00	0.06	0.09	0.05	0.00	0.11	0.05	0.11	0.00
FeO	22.87	25.76	24.75	21.14	24.70	23.87	27.19	27.67	25.51	25.41	25.98	25.08	32.19	31.83
MnO	4.22	2.11	0.75	5.94	1.85	2.43	0.16	0.28	0.25	0.63	1.40	0.51	0.41	0.43
MgO	1.46	1.62	2.46	1.17	1.69	1.99	5.23	5.16	5.77	2.81	2.24	3.21	2.82	3.16
CaO	12.70	11.29	12.06	12.75	12.09	11.72	6.84	6.93	7.92	11.42	10.93	11.03	5.02	5.70
Na2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K2O	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03

Total	100.08	98.64	98.52	99.43	99.06	99.03	98.80	99.49	99.91	99.53	98.85	98.64	98.00	99.08
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Mineral formulas: atoms per 5 cations (without Si)

Si	2.940	2.959	2.965	2.947	2.977	3.006	2.985	2.946	2.971	2.982	2.948	2.959	3.010	2.967
Al	1.971	1.968	1.976	1.971	1.994	2.004	1.997	1.988	2.005	1.986	1.974	1.986	1.979	1.971
Ti	0.003	0.000	0.005	0.007	0.004	0.000	0.004	0.005	0.003	0.000	0.007	0.003	0.007	0.000
Fe++	1.501	1.724	1.646	1.401	1.644	1.592	1.794	1.806	1.651	1.674	1.726	1.659	2.198	2.131
Mn	0.281	0.143	0.051	0.399	0.125	0.164	0.011	0.019	0.016	0.042	0.094	0.034	0.028	0.029
Mg	0.171	0.193	0.292	0.138	0.201	0.237	0.615	0.600	0.665	0.330	0.265	0.378	0.343	0.377
Ca	1.068	0.968	1.027	1.082	1.031	1.002	0.578	0.580	0.657	0.964	0.931	0.935	0.439	0.489
Na	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
K	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003

Andra	1.0	1.4	0.8	1.0	0.1	0.0	0.0	0.3	0.0	0.5	0.8	0.3	0.4	1.4
Almand	48.5	57.1	56.7	44.2	55.5	53.8	65.7	64.4	61.3	58.3	58.8	58.6	77.3	74.5
Pyrope	5.6	6.5	10.2	4.4	6.8	8.0	22.5	21.5	24.7	11.6	9.1	13.4	12.1	13.3
Spessar	9.2	4.8	1.8	12.8	4.2	5.5	0.4	0.7	0.6	1.5	3.2	1.2	1.0	1.0
Gross	29.7	26.1	26.8	32.5	31.1	32.7	9.8	7.3	11.0	26.2	22.6	22.1	9.2	6.2
Uvarov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Goldman	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cald	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
("Hydrogr"	5.9	4.1	3.7	5.1	2.3	0.0	1.5	5.8	2.3	1.9	5.4	4.4	0.0	3.5)

X(R2+)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	2.995	2.998	3.000	2.989	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Y(R3+)	1.995	1.996	1.997	1.998	1.999	2.000	2.000	1.998	2.000	1.996	1.997	1.995	1.994	1.997
Z(SI)	2.940	2.959	2.965	2.947	2.977	3.010	2.986	2.946	2.979	2.982	2.948	2.959	3.010	2.967
CA1 =	0.032	0.042	0.024	0.030	0.002	0.000	0.000	0.008	0.000	0.015	0.024	0.009	0.012	0.039

Sample	493	493	493	552	552	552	552	552	552	552	552	563	563	491S
Number	261	257	287									455	471	228
Mineral	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR	GAR
Number	A5.2	A5.1	F1.1	5.5	5.6	E.1	E.2	E.7	E.8	E.9	A.9	A7	A17	B
Comment	K	R	RKYA	K	K	R	R	K	K	K	E	NR	RPHE	
SiO2	36.72	36.96	37.06	36.77	36.56	37.68	36.87	37.15	36.86	36.76	37.11	37.34	38.18	37.34
Al2O3	21.40	21.15	21.11	21.31	20.86	21.35	21.04	20.83	20.76	20.91	21.14	20.99	21.98	20.74
TiO2	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	30.52	29.89	31.04	34.97	34.98	33.33	33.72	33.44	32.35	31.30	32.98	29.86	29.02	34.06
MnO	0.60	0.70	0.33	2.34	2.12	0.16	0.63	1.70	2.18	2.43	0.58	1.22	0.20	0.19
MgO	1.50	1.52	1.45	3.08	3.07	5.87	3.86	2.22	1.99	2.08	4.49	3.13	4.41	3.47
CaO	8.69	9.05	8.56	1.75	2.02	0.84	2.00	4.05	4.58	5.01	2.08	6.98	7.46	4.38
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.02	0.01	0.00
K2O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.07	0.01
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	99.48	99.33	99.62	100.23	99.63	99.24	98.14	99.41	98.81	98.51	98.58	99.58	101.33	100.19
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Mineral formulas: atoms per 5 cations

Si	2.922	2.956	2.964	2.927	2.930	2.998	3.000	3.014	3.006	2.995	2.979	2.965	2.936	2.965
Al	2.007	1.994	1.990	1.999	1.970	2.003	2.018	1.992	1.995	2.008	2.000	1.964	1.992	1.941
Ti	0.003	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe++	2.031	1.999	2.076	2.327	2.344	2.218	2.294	2.269	2.206	2.132	2.214	1.982	1.866	2.262
Mn	0.040	0.047	0.022	0.158	0.144	0.011	0.043	0.117	0.151	0.168	0.039	0.082	0.013	0.013
Mg	0.178	0.181	0.173	0.365	0.367	0.696	0.468	0.268	0.242	0.253	0.537	0.370	0.505	0.411
Ca	0.741	0.775	0.733	0.149	0.173	0.072	0.174	0.352	0.400	0.437	0.179	0.594	0.615	0.373
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.003	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.007	0.001
Andra	0.0	0.1	0.2	0.0	1.4	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	3.0
Almand	69.5	68.2	71.0	77.6	77.3	74.9	79.3	77.4	74.8	72.2	76.1	68.6	66.9	75.7
Pyrope	6.1	6.2	5.9	12.2	12.2	23.5	16.2	9.2	8.2	8.6	18.4	13.0	18.1	14.1
Spessar	1.4	1.6	0.8	5.3	4.7	0.4	1.5	4.0	5.1	5.7	1.3	2.9	0.5	0.4
Gross	16.1	19.5	18.5	0.0	0.0	1.2	3.0	9.1	11.9	13.5	2.0	10.4	7.6	3.1
Uvarov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Goldman	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cald	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
("Hydrogr"	7.0	4.5	3.7	5.0	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	3.7	6.9	3.6)
X(R2+)	2.990	3.000	3.000	2.999	3.000	2.997	2.979	3.000	2.999	2.990	2.969	3.000	2.999	3.000
Y(R3+)	2.000	2.000	1.997	1.999	1.998	2.000	2.000	1.998	1.999	2.000	2.000	1.992	1.992	2.000
Z(SI)	2.932	2.956	2.964	2.927	2.930	3.001	3.018	3.014	3.006	3.003	2.979	2.965	2.936	2.965
CAI =	0.000	0.003	0.006	0.000	0.042	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.042	0.000	0.089

SONDENANALYSEN VON PHENGIT

Sample	435	435	435	435	451	451	451	451	491S	491S	491S	491S	493	493	493	552	552	552	552	563	563
Number	432	433	438	440	352	355	371	372	152	166	168	225	265	271	292					449	457
Mineral	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE	PHE
Number	E2	E3	E8	E10	L1	L4	L14.1	L14.2	B4.1	D2	D4	L9	A11.1	B2.1	G3	7.0	7.1	7.2	7.3	A1	A9
Comment	NRGAR	NRGAR	N	N	N	N	A	A	IGAR	N	A	IKYA			N	A	A	A	N	N	RGAR

SiO2	48.73	49.15	50.45	45.19	49.00	48.89	49.67	49.89	46.55	46.22	46.46	46.51	46.31	46.11	45.98	48.98	48.54	47.90	48.11	46.68	47.97
Al2O3	27.85	28.58	26.83	25.56	29.76	29.71	27.30	27.29	32.46	32.74	31.26	30.85	33.86	35.13	36.00	30.94	30.88	31.54	30.59	27.70	28.01
TiO2	0.43	0.44	0.25	0.90	0.54	0.44	0.28	0.28	0.31	0.25	0.37	0.35	0.33	0.45	0.15	0.33	0.31	0.38	0.34	0.48	0.44
"FeO"	2.63	2.43	1.81	6.13	1.57	1.87	1.33	1.35	1.97	2.07	2.18	2.02	1.40	0.97	0.83	1.38	1.14	0.99	1.47	5.02	3.63
MnO	0.07	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.18	3.19	3.97	4.60	2.84	2.82	3.75	3.87	1.74	1.48	1.95	1.88	1.56	1.50	0.53	2.46	2.43	2.24	2.53	3.28	3.05
CaO	0.10	0.12	0.00	0.18	0.00	0.10	0.00	0.07	0.09	0.17	0.00	0.00	0.12	0.16	0.09	0.08	0.08	0.06	0.14	0.05	0.07
Na2O	0.77	0.80	0.34	0.40	1.07	0.75	0.75	0.65	1.69	1.82	1.44	1.15	0.83	1.47	1.42	0.75	0.95	1.13	0.88	0.61	0.89
K2O	10.13	10.48	11.25	10.49	9.60	10.01	10.04	10.16	8.98	8.52	9.27	9.57	9.46	8.61	8.62	8.97	9.38	8.98	9.18	10.09	9.81

Total	93.89	95.24	94.90	93.45	94.38	94.59	93.19	93.56	93.79	93.27	92.93	92.33	93.87	94.40	93.62	93.89	93.71	93.22	93.24	93.91	93.87
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Mineral formulas: atoms per 6 cations (without Na+K+Ca)

Si	3.290	3.277	3.375	3.082	3.266	3.259	3.355	3.357	3.128	3.118	3.156	3.185	3.089	3.043	3.065	3.247	3.245	3.210	3.228	3.155	3.238
Al	2.216	2.246	2.116	2.055	2.338	2.334	2.174	2.165	2.571	2.604	2.503	2.490	2.662	2.733	2.829	2.417	2.433	2.492	2.419	2.207	2.228
Ti	0.022	0.022	0.013	0.046	0.027	0.022	0.014	0.014	0.016	0.013	0.019	0.018	0.017	0.022	0.008	0.016	0.016	0.019	0.017	0.024	0.022
Fe(tot)	0.148	0.135	0.101	0.350	0.087	0.104	0.075	0.076	0.111	0.117	0.124	0.116	0.078	0.054	0.046	0.076	0.064	0.055	0.082	0.284	0.205
Mn	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.320	0.317	0.396	0.468	0.282	0.280	0.378	0.388	0.174	0.149	0.197	0.192	0.155	0.148	0.053	0.243	0.242	0.224	0.253	0.330	0.307
Ca	0.007	0.009	0.000	0.013	0.000	0.007	0.000	0.005	0.006	0.012	0.000	0.000	0.009	0.011	0.006	0.006	0.006	0.004	0.010	0.004	0.005
Na	0.101	0.103	0.044	0.053	0.138	0.097	0.098	0.085	0.220	0.238	0.190	0.153	0.107	0.188	0.184	0.096	0.123	0.147	0.114	0.080	0.116
K	0.872	0.891	0.960	0.913	0.816	0.851	0.865	0.872	0.770	0.733	0.803	0.836	0.805	0.725	0.733	0.758	0.800	0.768	0.786	0.870	0.845

SONDENANALYSEN VON AMPHIBOL

Sample	435	435	435	435	435	435	435	435	435	435	451	451	451	451
Number	382A	382B	389	392	394	396	398	399	400	444	304	305	306	297
Mineral	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP
Number	A1.1	A1.2	A7	B1	B3	B5	B7	B8	B9	E13	C1.1	C1.2	C1.3	B4
Comment	A	A	A	N	N	N	N	N	N	A	KA	KA	A	NIALB

SiO2	55.80	56.11	50.02	47.80	48.49	48.56	47.59	48.83	48.74	49.64	44.69	48.62	45.51	46.94
Al2O3	11.51	11.65	9.16	11.44	10.84	12.41	11.56	11.36	27.54	6.33	13.22	13.12	13.96	10.99
TiO2	0.07	0.00	0.12	0.27	0.22	0.30	0.31	0.22	0.36	0.08	3.13	0.31	0.34	0.25
"FeO"	10.29	10.16	12.81	13.19	13.51	12.90	13.70	13.56	2.64	13.81	11.56	10.69	12.37	11.88
MnO	0.00	0.08	0.22	0.18	0.22	0.14	0.24	0.20	0.00	0.17	0.08	0.15	0.22	0.19
MgO	9.91	9.72	12.18	10.72	10.96	10.28	10.42	10.72	3.39	13.03	11.17	11.59	11.06	12.17
CaO	0.97	0.99	7.63	7.06	6.99	5.83	6.58	6.76	0.12	9.66	8.58	7.56	8.77	9.63
Na2O	5.94	5.83	2.72	3.60	3.48	4.25	3.57	3.63	0.59	1.49	3.02	2.82	2.99	2.37
K2O	0.04	0.03	0.26	0.34	0.30	0.34	0.33	0.30	10.67	0.21	0.39	1.23	0.50	0.26

Total	94.53	94.57	95.12	94.60	95.01	95.01	94.30	95.58	94.05	94.42	95.84	96.09	95.72	94.68
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Mineral formulas: atoms per 13 cations (without K, Na, Ca)

Si	7.817	7.852	7.228	7.010	7.063	7.042	6.980	7.063	7.141	7.310	6.527	6.972	6.630	6.910
Al	1.901	1.922	1.560	1.978	1.861	2.121	1.998	1.937	4.756	1.099	2.276	2.218	2.397	1.907
Ti	0.007	0.000	0.013	0.030	0.024	0.033	0.034	0.024	0.040	0.009	0.344	0.033	0.037	0.028
Fe(tot)	1.205	1.189	1.548	1.617	1.645	1.564	1.680	1.640	0.323	1.701	1.412	1.282	1.507	1.462
Mn	0.000	0.009	0.027	0.022	0.027	0.017	0.030	0.025	0.000	0.021	0.010	0.018	0.027	0.024
Mg	2.069	2.027	2.623	2.343	2.379	2.222	2.278	2.311	0.740	2.860	2.432	2.477	2.401	2.670
Ca	0.146	0.148	1.181	1.109	1.091	0.906	1.034	1.048	0.019	1.524	1.343	1.161	1.369	1.519
Na	1.613	1.582	0.762	1.023	0.983	1.195	1.015	1.018	0.168	0.425	0.855	0.784	0.844	0.676
K	0.007	0.005	0.048	0.064	0.056	0.063	0.062	0.055	1.994	0.039	0.073	0.225	0.093	0.049

X("FeO")	0.368	0.370	0.371	0.408	0.409	0.413	0.424	0.415	0.304	0.373	0.367	0.341	0.386	0.354
X(MgO)	0.632	0.630	0.629	0.592	0.591	0.587	0.576	0.585	0.696	0.627	0.633	0.659	0.614	0.646
Fe/Mg	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.4	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5
Mg/Fe	1.717	1.705	1.694	1.449	1.446	1.421	1.356	1.409	2.291	1.681	1.722	1.932	1.593	1.826

RICHTER	0.000	0.000	0.000	15.654	10.130	12.282	8.434	9.437	11.983	0.000	21.941	14.006	25.409	21.963
EDENITE	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
PARGAS	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
GLAUKOP	60.902	61.264	31.644	27.754	30.664	35.113	32.483	32.405	59.583	19.336	15.487	27.558	13.621	10.533
TSCHERM	6.880	5.713	30.160	39.535	36.788	36.093	38.752	36.538	28.434	28.753	59.409	42.347	57.066	48.857
TREMOLI	0.000	0.000	15.978	0.000	0.982	0.000	0.000	0.000	0.000	34.754	0.000	0.000	0.000	8.247
ANTHOPH	32.218	33.023	22.218	17.057	21.437	16.512	20.331	21.620	0.000	17.157	3.163	16.089	3.904	10.399

AL(TET)	0.183	0.148	0.772	0.990	0.937	0.958	1.020	0.937	0.859	0.690	1.473	1.028	1.370	1.090
AL(OCT)	1.718	1.774	0.788	0.988	0.924	1.163	0.978	1.000	3.897	0.409	0.803	1.190	1.027	0.817
VAC(A)	0.000	0.000	0.190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.536	0.072	0.000	0.063	0.275

SONDENDATEN VON AMPHIBOL, 2. TEIL

Sample	451	451	451	451	563	563	563	563	563	563
Number	307	327	330	334	448	450	512	519	520	522
Mineral	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP
Number	C1.4	E3	E5.2	E9	A1	A2	C3	C10	C11	C13
Comment	RN	N	NR	N	N	N		N	N	N

SiO2	47.19	48.20	46.69	46.64	46.95	47.26	47.59	48.37	46.62	47.92
Al2O3	13.20	10.51	12.93	13.43	11.36	11.75	11.42	11.43	12.14	11.81
TiO2	0.31	0.19	0.32	0.28	0.34	0.29	0.24	0.26	0.35	0.40
"FeO"	11.72	12.53	11.47	11.15	16.05	15.81	15.30	14.06	14.64	13.58
MnO	0.11	0.24	0.19	0.00	0.14	0.18	0.07	0.13	0.14	0.05
MgO	11.75	12.56	11.86	11.66	9.77	10.19	10.14	10.35	10.49	10.84
CaO	8.25	9.55	8.62	8.34	6.21	6.77	5.66	4.83	5.40	4.81
Na2O	3.34	2.38	3.28	3.83	4.26	4.00	4.51	4.78	4.59	4.88
K2O	0.39	0.28	0.37	0.41	0.28	0.32	0.22	0.24	0.31	0.24

Total	96.26	96.44	95.73	95.74	95.36	96.57	95.15	94.45	94.68	94.53
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Mineral formulas: atoms per 13 cations

Si	6.787	6.952	6.774	6.783	6.881	6.835	6.936	7.039	6.795	6.945
Al	2.238	1.787	2.211	2.302	1.963	2.003	1.962	1.961	2.086	2.018
Ti	0.034	0.021	0.035	0.031	0.037	0.032	0.026	0.028	0.038	0.044
Fe(tot)	1.409	1.511	1.392	1.356	1.967	1.912	1.865	1.711	1.784	1.646
Mn	0.013	0.029	0.023	0.000	0.017	0.022	0.009	0.016	0.017	0.006
Mg	2.519	2.700	2.565	2.528	2.134	2.196	2.203	2.245	2.279	2.342
Ca	1.271	1.476	1.340	1.299	0.975	1.049	0.884	0.753	0.843	0.747
Na	0.931	0.665	0.923	1.080	1.210	1.121	1.274	1.349	1.297	1.371
K	0.072	0.052	0.068	0.076	0.052	0.059	0.041	0.045	0.058	0.044

X("FeO")	0.359	0.359	0.352	0.349	0.480	0.465	0.458	0.433	0.439	0.413
X(MgO)	0.641	0.641	0.648	0.651	0.520	0.535	0.542	0.567	0.561	0.587
Fe/Mg	0.6	0.6	0.5	0.5	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7
Mg/Fe	1.788	1.787	1.843	1.864	1.085	1.149	1.181	1.312	1.277	1.423

RICHTER	22.579	16.707	28.179	38.348	17.252	17.012	14.288	10.267	13.479	11.147
EDENITE	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
PARGASI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
GLAUKOP	18.747	14.326	14.004	10.367	28.874	26.817	32.684	38.415	32.877	37.238
TSCHERM	49.979	45.360	52.186	51.285	40.899	43.272	38.006	33.561	41.225	36.075
TREMOLI	0.000	10.171	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANTHOPH	8.694	13.436	5.631	0.000	12.975	12.899	15.023	17.756	12.419	15.539

AL(TET)	1.213	1.048	1.226	1.217	1.119	1.165	1.064	0.961	1.205	1.055
AL(OCT)	1.025	0.739	0.985	1.085	0.844	0.838	0.898	1.000	0.881	0.963
VAC(A)	0.000	0.283	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

SONDENANALYSEN VON CHLORITOID

Sample	491	491	491	491	491S	491S	491S	491S	491S	491S	493	493	493	493	SL	SL	SL	SL	SL	SL	SL
Number	121	120	124	128	158	159	160	174	175	176	260	262	277	282	552S	552S	552S	552S	552S	552S	552S
Mineral	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD	CTD
Number	B1.2	B1.1	A1	A5	C3.1	C3.2	C3.3	E2	E3	E4	A8	A9.1	B6	D1.1	D.1	D.2	D.3	D.4	D.5	D.6	D.7
Comment	IGAR	IGAR	IGAR	IGAR	AR	AK	AK	N	N	N	IGAR		RGAR		A	N	N	A	N	A	A

SiO2	23.60	23.91	23.89	23.77	23.63	23.57	23.95	23.45	23.32	23.36	23.15	23.48	23.47	23.61	24.07	23.95	23.71	24.28	24.21	24.27	24.45
Al2O3	39.57	40.18	39.95	39.54	40.07	39.82	40.28	38.73	39.01	38.85	39.03	40.10	39.76	39.71	40.54	39.86	39.36	40.80	40.28	40.48	40.75
TiO2	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
"FeO"	22.60	22.60	22.50	21.80	21.80	20.76	20.50	24.37	23.65	24.15	25.22	23.56	23.65	23.54	20.43	24.58	23.76	19.01	23.33	19.16	19.48
MnO	0.00	0.07	0.16	0.12	0.11	0.08	0.14	0.19	0.00	0.00	0.19	0.17	0.12	0.06	0.00	0.47	0.52	0.00	0.35	0.00	0.00
MgO	3.71	3.65	3.51	4.34	3.96	4.64	4.74	2.34	2.96	2.90	2.05	3.03	2.67	2.57	4.88	2.26	2.38	5.54	2.43	5.46	5.54
CaO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23*	0.00
K2O	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00

Total	89.99	90.43	90.02	89.71	89.66	88.91	89.65	89.09	88.96	89.33	89.64	90.34	89.76	89.49	90.20	91.14	89.74	89.69	90.60	89.66	90.22
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Mineral formulas: atoms per 8 cations

Si	1.986	1.999	2.008	1.994	1.986	1.987	2.000	2.014	1.995	1.993	1.982	1.975	1.991	2.010	1.990	2.011	2.018	2.011	2.036	2.009	2.016
Al	3.925	3.959	3.958	3.910	3.970	3.956	3.964	3.921	3.934	3.908	3.938	3.976	3.976	3.984	3.951	3.945	3.950	3.983	3.993	3.949	3.960
Ti	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(tot)	1.590	1.580	1.581	1.529	1.532	1.463	1.431	1.750	1.692	1.723	1.805	1.657	1.678	1.676	1.413	1.726	1.691	1.317	1.641	1.326	1.343
Mn	0.000	0.005	0.011	0.009	0.008	0.006	0.010	0.014	0.000	0.000	0.014	0.012	0.009	0.004	0.000	0.033	0.037	0.000	0.025	0.000	0.000
Mg	0.465	0.455	0.440	0.543	0.496	0.583	0.590	0.300	0.377	0.369	0.262	0.380	0.338	0.326	0.601	0.283	0.302	0.684	0.305	0.674	0.681
Ca	0.000	0.000	0.000	0.008	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.004	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037	0.000
K	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000

*: Leichte Verunreinigung mit Paragonit

SONDENANALYSEN VON CHLORIT

Sample	491S	491S	491S	491S	552	552	552	563	563	563
Number	182	187	188	189				472	513	514
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
Number	E10	E14	E15	E16	7.8	F.1	F.4	A18	C4	C4
Comment				RCTD				RGAR	NK	N

SiO2	24.42	24.38	24.34	24.63	24.04	23.42	23.12	25.89	24.88	25.05
Al2O3	21.50	20.66	21.08	20.71	20.12	21.13	21.21	20.45	20.27	20.27
TiO2	0.00	0.07	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.13	0.11	0.00
"FeO"	20.95	20.81	21.63	21.67	29.05	29.92	29.84	21.98	21.11	21.17
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.07	0.07	0.09	0.09
MgO	16.59	16.25	15.74	16.13	11.45	10.14	10.50	18.09	17.68	18.17
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29*	0.00	0.00	0.01
K2O	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.03

Total	83.48	82.23	82.80	83.27	84.68	84.79	85.05	86.69	84.16	84.79
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Mineral formulas: atoms per 10 cations

Si	2.653	2.694	2.682	2.697	2.697	2.642	2.587	2.709	2.676	2.669
Al	2.754	2.691	2.738	2.673	2.661	2.810	2.797	2.522	2.570	2.546
Ti	0.000	0.006	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.010	0.009	0.000
Fe(tot)	1.903	1.923	1.993	1.984	2.725	2.823	2.792	1.923	1.899	1.886
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.007	0.006	0.008	0.008
Mg	2.687	2.676	2.585	2.633	1.915	1.705	1.751	2.821	2.835	2.885
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.004	0.000	0.000
Na	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.063	0.000	0.000	0.002
K	0.003	0.004	0.001	0.003	0.003	0.001	0.003	0.005	0.003	0.004

*: Leichte Verunreinigung mit Paragonit

SONDENANALYSEN VON EPIDOT-MINERALIEN

Sample	451	451	451	451	451	451	493	493	493	493	493	493
Number	296	308	309	324	325	331	271	272	274	275	276	286
Mineral	CLZ	CLZ	CLZ	CLZ	CLZ	CLZ	ZOI	ZOI	ZOI	ZOI	ZOI	ZOI
Number	B3	C2	C3	E1.1	E1.2	E6	B3.1	B3.2	B5.1	B5.2	B5.3	D6.1
Comment	IALB	IALB	IALB	A	A	N			R	K	RCLC	R

SiO2	39.12	39.07	39.10	39.35	39.03	38.93	36.96	38.37	38.68	38.58	38.45	39.21
Al2O3	32.13	32.00	31.95	32.24	32.08	31.98	30.87	31.19	31.16	31.05	30.98	32.14
TiO2	0.05	0.05	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.09	0.00
"FeO"	1.70	1.57	1.59	1.39	1.32	1.72	1.70	2.56	2.67	2.59	2.56	1.33
MnO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
MgO	0.24	0.33	0.22	0.25	0.22	0.32	0.62	0.61	0.35	0.22	0.32	0.14
CaO	23.97	23.60	23.60	24.01	24.19	23.70	23.84	23.28	23.57	23.42	23.31	23.98
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Total	97.22	96.62	96.47	97.34	96.99	96.71	94.09	96.07	96.43	95.86	95.71	96.90
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Mineral formulas: atoms per 8 cations

Si	2.995	3.008	3.016	3.007	2.993	2.994	2.916	2.975	2.992	3.003	2.997	3.011
Al	2.899	2.904	2.905	2.904	2.900	2.899	2.871	2.851	2.841	2.849	2.847	2.909
Ti	0.003	0.003	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.000
Fe+++	0.109	0.101	0.103	0.089	0.085	0.111	0.112	0.166	0.173	0.169	0.167	0.085
Mn	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
Mg	0.027	0.038	0.025	0.028	0.025	0.037	0.073	0.070	0.040	0.026	0.037	0.016
Ca	1.966	1.946	1.950	1.965	1.988	1.953	2.015	1.934	1.953	1.953	1.947	1.972
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001

SONDENANALYSEN VON ALBIT

Sample	435	435	435	51	451	451	451	451	451	563	563	563	563
Number	387	442	443	295	299	300	313	316	346	515	516	517	518
Mineral	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB
Number	A5	E11.2	E12	B2.1	B2.2	B2.3	C7.1	C7.2	I1.1	C6	C7	C8	C9
Comment	N	N	N	K	K	R	K	R	K	N	N	N	N

SiO2	68.22	67.37	67.51	67.71	67.87	67.85	67.40	68.20	68.05	67.54	67.69	67.81	68.68
Al2O3	19.55	19.71	19.45	19.92	19.78	19.74	20.29	19.81	19.74	20.16	20.23	20.23	20.21
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
"FeO"	0.09	0.00	0.06	0.19	0.00	0.10	0.08	0.09	0.12	0.00	0.00	0.00	0.08
MnO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.08	0.19	0.40	0.09	0.15	0.25	0.17	0.22	0.18	0.45	0.45	0.35	0.37
CaO	0.00	0.20	0.00	0.40	0.29	0.19	0.48	0.09	0.04	0.00	0.07	0.28	0.16
Na2O	11.02	11.09	11.32	11.40	11.54	11.52	11.30	11.53	11.54	11.38	11.31	11.27	11.46
K2O	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04

Total	99.04	98.60	98.80	99.73	99.76	99.68	99.75	99.96	99.75	99.56	99.78	99.97	101.00
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	--------

Mineral formulas: atoms per 5 cations

Si	3.021	2.990	2.984	2.969	2.971	2.972	2.954	2.980	2.980	2.960	2.962	2.965	2.972
Al	1.021	1.031	1.014	1.029	1.021	1.019	1.048	1.020	1.019	1.042	1.044	1.043	1.031
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(tot)	0.003	0.000	0.002	0.007	0.000	0.004	0.003	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003
Mn	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.005	0.013	0.026	0.006	0.010	0.016	0.011	0.014	0.012	0.029	0.029	0.023	0.024
Ca	0.000	0.010	0.000	0.019	0.014	0.009	0.023	0.004	0.002	0.000	0.003	0.013	0.007
Na	0.946	0.954	0.970	0.969	0.979	0.978	0.960	0.977	0.980	0.967	0.960	0.955	0.961
K	0.002	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002

An	0.0	1.0	0.0	1.9	1.4	0.9	2.3	0.4	0.2	0.0	0.3	1.3	0.7
Ab	99.8	98.8	99.7	8.0	98.5	98.9	97.5	99.5	99.7	99.8	99.5	98.5	99.1
Or	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2

An(Al)	2.1	3.1	1.4	2.9	2.1	1.9	4.8	2.0	1.9	4.2	4.4	4.3	3.1
An(Si)	-2.1	1.0	1.6	3.1	2.9	2.8	4.6	2.0	2.0	4.0	3.8	3.5	2.8
An(C-A)	-2.10	-2.06	-1.40	0.98	-0.69	-0.99	-2.46	-1.59	-1.70	-4.20	-4.09	-2.96	-2.38
An(C-S)	2.10	0.04	-1.60	1.18	-1.49	-1.89	-2.26	-1.59	-1.80	-4.00	-3.49	-2.16	-2.08
Ca+K+Na	0.948	0.966	0.973	.989	0.994	0.989	0.985	0.982	0.983	0.969	0.965	0.970	0.970

Die teilweise hohen Mg-Werte sind möglicherweise durch minime Mischanalysen verursacht.

Sample	491S	491S	491S	552	552	552	552	491S	491S	491S	552	552	435	435
Number	241	243	244					148	246	246			390	423
Mineral	STA	STA	STA	STA	STA	STA	STA	TUR	TUR	TUR	TUR	TUR	TIT	TIT
Number	B	B	B	1	KURS1	KURS2	KURS3	B2	B	B	9.1	9.2	A8	C6
SiO2	28.02	28.18	27.70	28.62	28.19	28.18	27.90	34.89	35.88	35.49	35.95	35.76	29.83	31.23
Al2O3	52.10	52.48	51.94	52.63	52.44	52.59	52.27	30.81	31.17	30.50	32.36	32.01	2.25	2.80
TiO2	0.52	0.41	0.70	0.52	0.51	0.44	0.59	0.46	0.42	0.42	0.35	0.39	35.72	33.72
"FeO"	12.27	12.20	12.77	11.31	10.92	10.66	10.78	7.18	7.61	7.58	4.06	3.87	0.43	1.25
MnO	0.09	0.07	0.11	0.15	0.20	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
MgO	1.54	1.71	1.31	1.23	1.36	1.09	0.83	6.92	6.80	6.72	9.17	9.62	0.05	0.92
CaO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.44	0.43	0.08	0.32	28.36	26.75
Na2O	0.16	0.16	0.18	0.00	0.32	0.19	0.00	2.47	2.50	2.40	2.61	2.47	0.00	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.07	0.07
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	2.73	2.89	2.84	2.91	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	94.70	95.26	94.71	97.19	96.83	96.15	95.34	83.27	84.84	83.56	84.67	84.45	96.71	96.76
	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Sample	451	451	451	451	451	451
Number	310	315	335	349	348	350
Mineral	TIT	TIT	TIT	TIT	RUT	RUT
Number	C4	C9	E10	I4	I3	I5
Comment			A	RRUT	ITIT	ITIT
SiO2	30.35	29.64	30.30	29.51	0.37	0.44
Al2O3	2.83	2.49	2.65	2.26	0.08	0.11
TiO2	34.98	34.98	33.91	37.67	96.25	95.89
"FeO"	0.10	0.00	0.66	0.13	0.28	0.25
MnO	0.00	0.10	0.11	0.00	0.00	0.06
MgO	0.11	0.20	0.60	0.22	0.00	0.00
CaO	28.29	27.52	26.85	27.63	0.33	0.41
Na2O	0.02	0.11	0.09	0.00	0.00	0.00
K2O	0.02	0.11	0.09	0.04	0.03	0.03
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	96.70	95.15	95.26	97.46	97.34	97.19
	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Strukturkarte der Nördlichen Adula-Decke

LEGENDE

(Messdaten in Symbolmitte)

FALTENACHSE: mesoskopisch (dm-m): / makroskopisch (10-100 m): / mikroskopisch (Kleinfältelung): /

(STRECKUNGS-) LINEATION: einzelne Minerale (Bio, Chl, Epi, Hgl): / Aggregate (cm-dm; Qtz, Fsp): /

PHASE: Zapport: / Leis: / Carassino: / unbestimmt: /

VERGENZ (Blick in Fallrichtung): s: "S"-vergent z: "Z"-vergent m: symmetrisch

